

**UNIVERZITA KARLOVA**

**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



**Matěj ČAŠEK**

**PRUDKÉ MEZIDENNÍ POKLESY TEPLoty VZDUCHU**

**A JEJICH SEZONALITA**

**ABRUPT DAY-TO-DAY DROPS IN AIR TEMPERATURE AND THEIR**

**SEASONAL DISTRIBUTION**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Praha 2017

# **Zadání bakalářské práce**

## **Název práce**

Prudké mezidenní poklesy teploty vzduchu a jejich sezonalita

## **Cíle práce**

Cílem práce je představit problematiku prudkých mezidenních poklesů teploty vzduchu a navzájem porovnat tři způsoby hodnocení jejich extremity, a to na základě maximální, minimální a průměrné denní teploty vzduchu. Druhým cílem je pak poukázat na případné rozdíly v sezonalitě poklesů v závislosti na způsobu jejich hodnocení.

## **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Praktická část práce bude analyzovat prudké poklesy teploty vzduchu na stanici Praha-Ruzyně za období minimálně 30 roků. Hlavními datovými soubory budou řady tří zmíněných teplotních charakteristik v denním kroku. Problematika odlišnosti extremity poklesů podle použitých charakteristik bude prezentována na datech ze synoptické výměny dat v hodinovém kroku. Pro analýzu nejvýraznějších mezidenních poklesů bude dále využita databáze přechodů atmosférických front přes Prahu od roku 1950, dostupná na webu ČHMÚ.

Datum zadání: 30. listopadu 2016

Jméno studenta: Matěj Čašek

Podpis studenta: .....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: .....

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne 28. července 2017

Matěj Čašek

Na tomto místě bych chtěl poděkovat RNDr. Miloslavovi Müllerovi, Ph.D. za odborné vedení, cenné rady, čas věnovaný konzultacím a především velkou trpělivost.

## **Abstrakt**

Předkládaná bakalářská práce se zabývá prudkými poklesy teploty vzduchu ze dne na den. V teoretické části jsou popsány meteorologické a fyzicko-geografické faktory, které teplotu vzduchu ovlivňují. Prudké poklesy teploty vzduchu byly zjišťovány na denních datech maximální, minimální a průměrné teploty vzduchu z důvodu popsání jejich případné rozdílné sezonality. Byla použita data ze stanice Praha-Ruzyně za období od 1. 1. 1946 do 31. 12. 2016. Z výsledků vyplývá, že mezidenní poklesy teploty vzduchu se ve třech výše zmíněných teplotních charakteristikách projevují odlišně. Zatímco maximální denní teploty vzduchu vykazují největší hodnoty poklesů v letních měsících (červenec – srpen), největší poklesy minimální denní teploty vzduchu se vyskytují výhradně v prosinci a v lednu. Výraznou odlišnost vykazuje prudké ochlazení na přelomu roků 1978 a 1979, kdy se pokles teploty vzduchu silně projevil v maximálních i minimálních teplotách vzduchu. V sezonalitě mezidenních poklesů průměrné denní teploty vzduchu je projevována interdiurní změna maximální i minimální denní teploty vzduchu. V práci je také diskutována nevhodnost stanovení mezidenních změn teploty vzduchu na základě průměrných denních teplot vzduchu.

**Klíčová slova:** pokles teploty, studená fronta, radiační ochlazení, mezidenní změny

## **Abstract**

The submitted thesis is focused on abrupt day-to-day air temperature drops. The theoretical part describes the meteorological and physical-geographical factors which influence air temperature. Abrupt air temperature drops were ascertained by daily data of maximum, minimum and mean air temperature in order to detect their potential varying seasonalities. In thesis were used data from Praha-Ruzyně station between 1<sup>st</sup> January and 31<sup>st</sup> December. The results indicate that the interdiurnal air temperature drops vary in each temperature characteristics. While daily maximum air temperatures exhibit the greatest rates of decrease in summer months (July – August), the greatest drops of daily minimum air temperatures occur exclusively in December and January. Significant abnormality was ascertained during abrupt cooling at the turn of the years 1978 and 1979, when abrupt temperature drop was detected in both maximum and minimum air temperature. The seasonality of interdiurnal mean air temperature drops exhibit changes of both daily maximum and minimum air temperature. In thesis is also discussed the unsuitability of specification of intrdiurnal air temperature changes based on daily mean air temperature.

**Key words:** temperature drop, cold front, radiation cooling, interdiurnal change

Přehled použitých zkratků.....	8
Seznam obrázků a tabulek .....	9
<b>1 Úvod .....</b>	<b>10</b>
<b>2 Teplota vzduchu a ji ovlivňující faktory .....</b>	<b>12</b>
2.1 Teplota vzduchu .....	12
2.1.1 Průměrná denní teplota vzduchu .....	13
2.1.2 Maximální denní a minimální denní teplota vzduchu .....	15
2.2 Fyzicko-geografické faktory ovlivňující teplotu vzduchu .....	16
2.2.1 Vliv orografie na teplotu vzduchu.....	17
2.3 Meteorologické faktory ovlivňující teplotu vzduchu .....	19
2.3.1 Toky tepla.....	19
2.3.2 Vliv vody v atmosféře na teplotu vzduchu .....	21
2.3.3 Vliv atmosférické cirkulace na teplotu vzduchu .....	23
<b>3 Mezdenní poklesy teploty vzduchu .....</b>	<b>25</b>
3.1 Vzduchové hmoty a jejich rozhraní.....	25
3.1.1 Vzduchové hmoty .....	25
3.1.2 Rozhraní vzduchových hmot.....	27
3.2 Studené fronty .....	28
3.2.1 Poklesy teploty vzduchu vyvolané přechodem studené fronty .....	31
3.2.2 Studené fronty a teplotní singularity .....	32
3.3 Poklesy teploty vzduchu uvnitř vzduchové hmoty .....	33
<b>4 Největší poklesy teploty vzduchu v Praze-Ruzyni .....</b>	<b>36</b>
4.1 Charakteristika klimatické stanice .....	36
4.2 Data a metody.....	38
4.2.1 Data.....	38
4.2.2 Metody.....	39

4.3	Poklesy jednotlivých charakteristik teploty vzduchu .....	41
4.3.1	Poklesy maximální teploty vzduchu .....	41
4.3.2	Poklesy minimální teploty vzduchu .....	43
4.3.3	Poklesy průměrné teploty vzduchu .....	45
4.3.4	Porovnání různých druhů poklesů .....	47
4.3.5	Vztah k přechodům front .....	50
<b>5</b>	<b>Analýza výsledků a jejich diskuse .....</b>	<b>52</b>
<b>6</b>	<b>Závěr .....</b>	<b>56</b>
	Seznam zdrojů .....	57
	Přílohy .....	61

## Přehled použitých zkratk

<b>D<sub>max1</sub></b>	jednodenní pokles maximální denní teploty vzduchu
<b>D<sub>max2</sub></b>	dvoudenní pokles maximální denní teploty vzduchu
<b>D<sub>max3</sub></b>	třídenní pokles maximální denní teploty vzduchu
<b>D<sub>mean1</sub></b>	jednodenní pokles průměrné denní teploty vzduchu
<b>D<sub>mean2</sub></b>	dvoudenní pokles průměrné denní teploty vzduchu
<b>D<sub>mean3</sub></b>	třídenní pokles průměrné denní teploty vzduchu
<b>D<sub>min1</sub></b>	jednodenní pokles minimální denní teploty vzduchu
<b>D<sub>min2</sub></b>	dvoudenní pokles minimální denní teploty vzduchu
<b>D<sub>min3</sub></b>	třídenní pokles minimální denní teploty vzduchu
<b>MSSČ</b>	místní střední sluneční čas
<b>NAO</b>	Severoatlantická oscilace (North Atlantic Oscillation)
<b>T<sub>max</sub></b>	maximální denní teplota vzduchu
<b>T<sub>mean</sub></b>	průměrná denní teplota vzduchu
<b>T<sub>min</sub></b>	minimální denní teplota vzduchu



## Seznam obrázků a tabulek

Obrázek 1: Průměrné maximální a minimální měsíční teploty vzduchu na stanici Jakutsk a Tórshavn

Obrázek 2: Schéma tepelné bilance zemského povrchu ve dne a v noci

Obrázek 3: Anomálie  $T_{max}$  a  $T_{min}$  ve  $^{\circ}C$  v zimních měsících pro NAO index  $<-1,0$

Obrázek 4: Zvýšení teploty vzduchu při zemi po přechodu studené fronty

Obrázek 5: Mapa meteorologické stanice Praha-Ruzyně

Obrázek 6: Meteorologické přístroje klimatické stanice Praha-Ruzyně

Obrázek 7: Sezonalita deseti největších jednodenních, dvoudenních a třídních poklesů  $T_{max}$

Obrázek 8: Procentuální zastoupení největších  $D_{max1}$  v jednotlivých sezónách

Obrázek 9: Sezonalita deseti největších jednodenních, dvoudenních a třídních poklesů  $T_{min}$

Obrázek 10: Procentuální zastoupení největších  $D_{min1}$  v jednotlivých sezónách

Obrázek 11: Sezonalita deseti největších jednodenních, dvoudenních a třídních poklesů  $T_{mean}$

Obrázek 12: Procentuální zastoupení největších  $D_{mean1}$  v jednotlivých sezónách

Obrázek 13: Průběh teploty vzduchu během přechodu fronty století

Obrázek 14: Hodnota jednodenních poklesů  $T_{max}$  a  $T_{min}$  během událostí největších jednodenních poklesů  $T_{mean}$

Obrázek 15: Korelace největších poklesů  $T_{max}$  a  $T_{min}$

Obrázek 16: Nejvyšší a nejnižší  $T_{max}$  a  $T_{min}$  během jednotlivých dní v roce na stanici Praha-Ruzyně

Tabulka 1: Počet atmosférických front souvisejících s poklesem teploty vzduchu

# 1 Úvod

Prudké poklesy teploty vzduchu jsou v dnešní době pro lidskou činnost a lidské zdraví velmi nebezpečný fenomén, jelikož mohou přinášet velké množství nežádoucích dopadů. Náhlé změny teplot vzduchu výrazně ovlivňují sociální i ekonomický sektor. Lidský organismus se musí neustále adaptovat na vnější povětrnostní podmínky. Vyrovnávání se s výrazným ochlazením je pro slabší organismus velmi náročné a vlivem výrazného ochlazení tak přibývá počtu úmrtí, zejména pak na kardiovaskulární choroby (Vicedo-Cabrera et al., 2016). Pro hospodářskou činnost jsou prudké poklesy teplot nebezpečné zejména v zimních měsících, kdy mohou při náhlých událostech zamrznat venkovní stroje nebo vznikat dopravní kolapsy. V jarních měsících jsou výrazná ochlazení nebezpečná zejména pro volně žijící rostliny a zemědělství (Mearns et al., 1996). Náhlé výkyvy teploty vzduchu se mohou každoročně opakovat, v takovém případě mluvíme o teplotních singularitách. Mezi tyto jevy patří i ochlazení na začátku května tzv. ledoví muži, které je nebezpečné především pro výše zmíněné rostliny.

Interdiurní<sup>1</sup> poklesy teplot vzduchu lze pozorovat na různých teplotních charakteristikách. Jedná se o maximální denní teplotu vzduchu, minimální denní teplotu vzduchu a průměrnou denní teplotu vzduchu. Jednotlivé charakteristiky se chovají v závislosti na různých meteorologických podmínkách odlišně. Obecně lze říci, že maximální denní teploty vzduchu lépe charakterizují vlastnosti vzduchových hmot, zatímco minimální teploty vzduchu jsou spíše závislé na radiačních poměrech (Landsberg, 1966).

Cílem práce je představit příčiny způsobující prudké poklesy teplot vzduchu a charakterizovat, jak ovlivňují maximální denní, minimální denní a průměrné denní teploty vzduchu. Dalším cílem je analyzovat datovou řadu naměřených maximálních, minimálních a průměrných teplot vzduchu na některé z meteorologických stanic v Česku. Vybrána byla meteorologická stanice Praha – Ruzyně z důvodu nejdelší řady zkoumaných dat. Dalším důvodem byla možnost srovnání jednotlivých poklesových

---

<sup>1</sup> Interdiurní proměnlivost prvku – proměnlivost konkrétního prvku ode dne ke dni (Meteorologický slovník, 2017).

událostí s databází přechodů atmosférických front, které jsou pozorovány právě na této stanici.

V první polovině rešeršní části jsou vysvětleny jednotlivé charakteristiky teploty vzduchu. Dále jsou představeny hlavní meteorologické a fyzicko-geografické podmínky, které teplotu vzduchu ovlivňují. U těchto podmínek je nastíněn i jejich vliv na jednotlivé charakteristiky teploty vzduchu. Ve druhé polovině rešeršní části jsou objasněny vzduchové hmoty a jejich rozhraní. Zvláštní důraz je kladen na studené fronty, jelikož se jedná o hlavní příčinu náhlých poklesů teploty vzduchu v našich zeměpisných šířkách. V praktické části jsou poklesy jednotlivých charakteristik teploty vzduchu porovnávány a je zde ilustrováno jejich sezónní rozložení. V poslední části jsou výsledky diskutovány s relevantní literaturou.

## 2 Teplota vzduchu a ji ovlivňující faktory

Teplota je jednou ze základních fyzikálních veličin, která vyjadřuje průměrnou kinetickou energii, tedy průměrný pohyb atomů a molekul v látce (Moran, Morgan, 1989). V soustavě SI se pro její vyjádření používá Kelvinova stupnice a její jednotkou je kelvin (K). Pro vyjádření teploty vzduchu se však v meteorologii používá převážně Celsiova stupnice s jednotkou stupeň Celsia (°C) a v anglicky mluvících zemích (v USA, ale částečně i v Kanadě a Velké Británii) Fahrenheitova stupnice s jednotkou stupeň Fahrenheita (°F). Mezi Fahrenheitovou a Celsiovou stupnicí platí vztah

$$T(^{\circ}F) = \frac{9}{5}T(^{\circ}C) + 32 \quad (1)$$

Kelvinova stupnice vznikla posunutím Celsiovy tak, že hodnota absolutní nuly je -273,16 °C. Rozdíl 1 °C je přitom roven 1 kelvinu. Platí tedy, že 0 °C je 273,16 K a pro přepočty lze použít vzorec

$$T(^{\circ}C) = T(K) - 273,16 \quad (2)$$

### 2.1 Teplota vzduchu

Mezi nejzákladnější a nejdůležitější meteorologické prvky jednoznačně patří teplota vzduchu. Charakterizuje tepelný stav ovzduší, a není-li uvedeno jinak, chápeme teplotou vzduchu její hodnotu ve výšce 2 m nad zemí, kde se také měří. Změna teploty vzduchu je nejvíce ovlivňována zemským povrchem, který se přes den vlivem insolace<sup>2</sup> otepluje a zvyšuje tak teplotu přilehlého vzduchu. Přímé slunečním zářením je vzduch skoro neovlivněn. Atmosféra totiž pohlcuje sluneční záření jen v některých vlnových délkách. Jako příklad lze uvést pohlcení výrazné části ultrafialového záření ozonovou vrstvou (Chromov, 1968).

Teplota vzduchu je jednou ze základních meteorologických veličin, kterou měříme pomocí teploměrů a udáváme ji ve stupních. Teploměry jsou dožadová

---

<sup>2</sup> Insolace – množství slunečního záření dopadajícího na jednotku plochy za jednotku času (Meteorologický slovník, 2017).

nejrozšířenější meteorologické měřicí přístroje. Klasické teploměry mají vlastní měřicí médium, které mění svůj objem podle toho, jakou mají v danou chvíli teplotu. Podle měřicího média rozlišujeme teploměry kapalinové, kde se používá rtuť nebo líh, a teploměry bimetalové, které fungují na principu dvou plíšků s odlišnými koeficienty roztažnosti.

Měření teploty vzduchu je prováděno v meteorologických budkách nebo pod radiačním krytem ve výšce 2 metry nad zemí. Teploměry jsou umístěny tak, aby kolem nich mohl volně cirkulovat vzduch a zároveň k nim nemohlo pronikat přímé sluneční záření (Janáček, 2009). Materiál, ze kterého se meteorologické budky a radiační kryty vytvářejí musí být dobrý tepelný izolant a měl by v co největším množství odrážet sluneční záření, aby nedocházelo k absorbování tepla. Pokud by byl teploměr vystaven přímému slunečnímu záření, zahříval by se více než okolní vzduch a naměřenou teplotu bychom nemohli ztotožnit s teplotou vzduchu (Chromov, 1968).

V moderní meteorologii se však měření teploty provádí pomocí automatických meteorologických stanic. Mezi hlavní výhody, které jejich měření přináší bezesporu patří častější nebo libovolně nastavitelný interval měření, ale i přímé propojení s počítačem a tím pádem i vyloučení případných subjektivních chyb pozorovatele. Rozvoj automatických meteorologických stanic postupně „klasický“ způsob měření v meteorologické budce nahrazuje.

### 2.1.1 Průměrná denní teplota vzduchu

Způsobů vypočítání průměrné denní teploty je několik, přičemž každý způsob má rozdílný vliv na výsledek. Mezi nejběžnější způsob v našich podmínkách patří výpočet z pozorovacích termínů v 7, 14 a 21 hodin. Jedná se o termíny tzv. „Mannheimských hodin“, ve kterých se na území Česka provádí měření teploty kontinuálně nejdéle. Vzorec pro výpočet průměrné denní teploty vzduchu je

$$T_{mean} = \frac{T_7 + T_{14} + 2T_{21}}{4} \quad (3)$$

Ve vzorci (3) značí  $T_{mean}$  průměrnou denní teplotu vzduchu a  $T_i$  ( $i=7, 14, 21$ ) teplotu vzduchu naměřenou v 7, 14 a 21 hodin místního času.

Podle Litschmanna (1996) je však celosvětově nejrozšířenější způsob výpočtu založen na zprůměrování maximální denní teploty vzduchu ( $T_{max}$ ) a minimální denní teploty vzduchu ( $T_{min}$ ) podle vzorce

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (4)$$

Tato metoda je rozšířena především ve státech amerického kontinentu a zejména v USA, kde termíny pro odečítání  $T_{max}$  a  $T_{min}$  nejsou konkrétně stanoveny. Jejich odečet se provádí jednou, popřípadě dvakrát denně, což má za následek různorodost ve vypočítaných průměrných teplotách (DeGaetano, Knapp, 1993).

Další metodou pro výpočet je získání aritmetického průměru z naměřených teplot po šesti hodinách v hlavních synoptických termínech

$$T_{mean} = \frac{T_0 + T_6 + T_{12} + T_{18}}{4} \quad (5)$$

Ve vzorci (5)  $T_{mean}$  značí průměrnou denní teplotu vzduchu a  $T_i$  ( $i=0, 6, 12, 18$ ) teplotu vzduchu naměřenou v 0, 6, 12, 18 hodin místního času.

Možnost nejpřesnějšího výpočtu průměrné denní teploty však přichází s rozvojem automatických meteorologických stanic, které poskytují plynulé měření teploty vzduchu v libovolných intervalech. Průměrná teplota se pak vypočítá interpolací naměřených teplot za 24 hodin. I přes to se ale nadále používá stanovení z termínů „Mannheimských hodin“, z důvodu zachování kontinuity historických teplotních řad (Jůza, 2011).

Přesnost vypočítané průměrné denní teploty je značně ovlivněna průběhem teploty vzduchu. Je-li průběh pozvolný a bez výrazných výkyvů, logicky vyplývá, že k relativně přesnému stanovení postačí méně termínů měření. Pokud jsou denní teplotní výkyvy velmi výrazné, pro stanovení průměrné teploty je vhodnější interpolace kratších intervalů naměřených teplot.

Výsledky výpočtů průměrných teplot pomocí různých metod byly se „skutečnou“ průměrnou teplotou, získanou interpolací naměřených hodnot po krátkých intervalech

z automatizovaných stanic v mnoha studiích porovnávány. Z logického hlediska vyplývá a potvrzují to i Litschmann a Brotan (1996), že čím více měření je provedeno, tím je výsledek přesnější. Výzkum byl proveden na základě dat za období květen–červenec 1996 ze stanice Žabčice v okrese Brno-venkov, a ve Velkých Bílovicích tamtéž. Jako nejpřesnější metoda vychází zprůměrování teplot z hlavních synoptických termínů podle vzorce (5), tedy ze čtyř měření. Na druhém místě je „klasický“ způsob váženého průměru ze tří termínů měření podle vzorce (3) a jako nejméně přesný způsob se jeví výpočet zprůměrováním  $T_{max}$  a  $T_{min}$  podle vzorce (4).

### 2.1.2 Maximální denní a minimální denní teplota vzduchu

Při měření v termínech 7 a 21 hodin MSSČ<sup>3</sup> se v minulosti zároveň odečítala i  $T_{max}$  a  $T_{min}$  pomocí maximového a minimového teploměru. Obě hodnoty se standardně stanovují za interval od 21 do 21 hodin, nicméně  $T_{min}$  se často udává již za období od 21 do 7 hodin. V 7 hodin totiž probíhá předběžné čtení a zejména v letních měsících se spíše nepředpokládá, že by teplota od 7 do 21 hodin nadále výrazně klesala. Informace o aktuálním poklesu  $T_{min}$ , které jsou zveřejněny dopoledne tedy pocházejí z tohoto intervalu.

Denní teplotní extrémy, jak maximální, tak i minimální jsou však v Česku uváděny za interval od 21 do 21 hodin. Stejně je tomu i v dnešní době, i když lze časový výskyt nejnižší teploty určit díky automatizovanému měření přesně. Je to především z důvodu zachování kontinuity dat. Z historických datových řad je použití intervalu od 21 do 21 hodin místo intervalu od 21 do 7 hodin dobře patrné na poklesu teploty 31. prosince 1978, kde v databázi ČHMÚ pro tento den najdeme hodnotu  $T_{min}$  např. pro Prahu Libuš - 10,5 °C nebo pro Prahu-Ruzyni - 11,8 °C. A to i přes to, že v noci na 31. prosince byly teploty kladné a k ochlazování došlo až odpoledne.

Klimatické termíny, které se pro odečtení  $T_{max}$ ,  $T_{min}$  a pro výpočet průměrných denních teplot vzduchu používají, jsou stanoveny vždy podle MSSČ. Pokud měříme v termínech 7, 14 a 21 hodin např. v Chebu, měření probíhá v 7:10, 14:10 a 21:10 SEČ,

---

<sup>3</sup> MSSČ (místní střední sluneční čas) – čas, který je dán místním poledníkem vzhledem k poloze slunce.

v Ostravě pak v 6:47, 13:47 a 20:47 SEČ. Rozdílný čas měření pak nastává i při letním čase, kdy je měření posunuto o hodinu později (Jůza, 2011).

## 2.2 Fyzicko-geografické faktory ovlivňující teplotu vzduchu

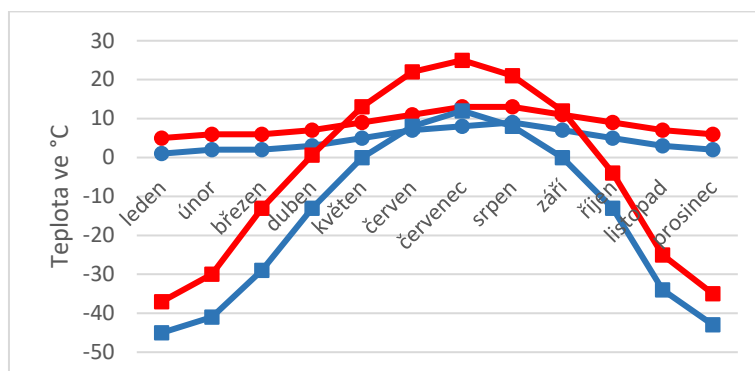
Zatímco meteorologické podmínky se v čase mění, fyzicko-geografické podmínky se mění ve výrazně dlouhodobějším časovém horizontu a lze tedy předpokládat, že ovlivňují povětrnostní podmínky neustále.

Nejvýznamnějším faktorem je zeměpisná šířka, protože přímo ovlivňuje intenzitu dopadajícího slunečního záření na zemský povrch a tím také ovlivňuje denní amplitudu teploty vzduchu. V oblastech nižších zeměpisných šířek je koncentrace dopadajícího slunečního záření na zemský povrch vyšší, což se projevuje zvyšováním průměrné roční teploty vzduchu. Charakter počasí je ovlivněn i časovým průběhem insolace, která přímo souvisí se sklonem rotační osy. Například se zvyšující se zeměpisnou šířkou se mezi zimním a letním obdobím rozdíl insolace zvyšuje. Tento jev je nejvíce patrný za polárním kruhem, kde dochází k polárním nocím a insolace je tedy nulová. Kvůli rozdílné insolaci v jednotlivých zeměpisných šířkách je zemské klima zonálně rozčleněno do jednotlivých pásů v přibližném rovnoběžkovém směru.

Charakter podnebí je zásadně ovlivněn polohou místa vzhledem k oceánu. Jelikož se teplota vody v průběhu dne mění na rozdíl od teploty vzduchu jen málo, mají vodní plochy neustále tendenci teplotu vzduchu vyrovnávat. Z tohoto důvodu mají pobřežní oblasti výrazně nižší amplitudu denní teploty vzduchu než oblasti uprostřed kontinentů ležících na stejných rovnoběžkách. S narůstající kontinentalitou rostou nejen denní, ale i roční teplotní rozdíly. Zároveň jsou tyto oblasti charakteristické nižším úhrnem srážek než oblasti oceánské, kam je dodáváno vlivem oceánu více vlhkosti. Jako příklad lze uvést klima na stanici Jakutsk v Rusku a Tórshavn na Faerských ostrovech. V Jakutsku je průměrná lednová minimální teplota  $-37\text{ }^{\circ}\text{C}$ , zatímco průměrné měsíční minimální teploty na stanici Tórshavn jsou po celý rok kladné. Naopak červencová průměrná maximální teplota v Jakutsku je 25, což je o  $12\text{ }^{\circ}\text{C}$  více než na stanici Tórshavn. Obě stanice přitom leží na takřka stejné rovnoběžce. Průměrné denní maximální a minimální



teploty vzduchu za jednotlivé měsíce na stanici Jakutsk a Tórshavn jsou vykresleny v obrázku 1.



*Obr. 1: Průměrné maximální (červené linie) a minimální (modré linie) měsíční teploty vzduchu na stanici Jakutsk (čtverce) a Tórshavn (kroužky). Zdroj dat: World Weather Information Service.*

Na klimatu se nepodílejí pouze vodní plochy oceánů, ale i menší vodní plochy. Long et al. (2007) se zabýval vlivem Velkých Kanadsko-amerických jezer na okolní teplotu a vlhkost vzduchu. Výsledky výzkumu prokazují, že kanadská jezera výrazně ovlivňují teplotu vzduchu a toky latentního tepla. Ty jsou na podzim intenzivnější a v létě naopak méně znatelné. Tento fakt však nelze uvažovat globálně, jelikož jejich geografická poloha, ale především jejich rozdílná rozloha může vliv vodních ploch na klima zásadně ovlivňovat.

Hydrologická rekultivace uhelných lomů umožňuje srovnání nynějších povětrnostních podmínek s povětrnostními podmínkami před napuštěním lomu. Například nově vzniklé Mostecké jezero, které bylo napuštěno v roce 2008, ovlivňuje klima pouze nad vodní plochou a v menší míře i klima v nejbližších stovkách metrů od břehu jezera. Zhruba 1 km vzdálená meteorologická stanice Kopisty již žádný vliv Mosteckého jezera na místní podnebí nevykazuje (Vágnerová, 2014).

### 2.2.1 Vliv orografie na teplotu vzduchu

Orografické překážky způsobují výrazné změny v teplotní charakteristice daného území. Vlivem zvyšování nadmořské výšky dochází k ochlazování vzduchu průměrně o 0,65 °C na každých 100 m. Zeměpisná šířka v tomto ohledu nehraje podstatnou roli

v porovnání s rozdílnými povrchy a tvary reliéfu, které utvářejí teplotní výkyvy vlivem celkového teplotního a hydrického režimu, nebo vlivem výskytu místních větrů. Důležitá je také expozice svahu, která má vliv na teplotu vzduchu zejména během dne (Chromov, 1968).

Horské systémy mají mimo to i zásadní vliv na utváření místních větrů. Na závětrných stranách pohoří vznikají fény, v údolích vzniká horský a údolní vítr. Při zvyšující se nadmořské výšce klesají především průměrné teploty vzduchu a podnebí získává charakter vyšších zeměpisných šířek. Více než na horské vrcholy, jsou teplotní extrémy vázány na horská údolí, která mají na rozdíl od vrcholů spíše kontinentální charakter podnebí. Ve vyvýšených oblastech nebo náhorních plošinách se mohou nacházet mělké konkávní tvary reliéfu ohraničené vrcholky hor nebo horskými hřebeny, kde se často vyskytují silné mrazy. Pokud se v těchto konkávních tvarech reliéfu vyskytují intenzivní mrazy častěji než v okolí, hovoříme o nich jako o mrazových kotlinách. Mají obvykle tvar kotliny nebo úzkého údolí (Meteorologický slovník 2017). Zde se přes den vlivem insolace zahřívá zemský povrch a od něj prohřátý vzduch začíná stoupat. Tento údolní vítr se nazývá anabatické proudění a v létě jeho příčinou často vznikají oblaky typu cumulus nad vrcholky hor. Opakem je katabatické proudění, které se v údolních oblastech projevuje po západu slunce. Okolní vzduch začíná vlivem ochlazování těžknout, gravitací sklouzává směrem do údolí a vytlačuje teplejší vzduch vzhůru (Vysoudil, 2009).

Důležitou roli hraje i rostlinný porost na povrchu země, který bezprostřední oteplování zemského povrchu přes den tlumí. Podle Kopáčka a Bednáře (2005) může být přes den holá půda až o 10 °C teplejší než půda pokrytá vegetací. V průběhu noci vegetace zmírňuje ochlazování přilehlého vzduchu, jelikož zeslabuje efektivní vyzařování, které je popsáno v kapitole 2.3.1.

Teplota vzduchu je nepřímo ovlivněna i albedem zemského povrchu. Pokud uvažujeme souš, má největší albedo sněhová pokrývka s více než 70 % (Hanzlík 1947).

Sluneční záření je od ní odraženo zpět do atmosféry a povrch se tak neprohřívá. Zároveň je však vlivem sněhové pokrývky půda chráněna před intenzivním ochlazováním kvůli malé tepelné vodivosti sněhu (Kopáček, Bednář 2005).

## 2.3 Meteorologické faktory ovlivňující teplotu vzduchu

### 2.3.1 Toky tepla

Mezi nejvýraznější faktory, které ovlivňují teplotu vzduchu, patří radiální přenos tepla z povrchu půdy. Zemský povrch neustále vyzařuje dlouhovlnné, tzv. tepelné záření a tím dochází k jeho ochlazování. Většina slunečního záření dopadajícího na zemský povrch má vlnové délky v rozmezí  $10^{-7}$  -  $10^{-6}$  m, zatímco tepelné záření je tvořeno vlnovými délkami v řádu  $10^{-6}$  -  $10^{-4}$  m. Během noci zemský povrch ztrácí vyzařováním nejvíce tepla, a stává se chladnějším než přilehlý vzduch. Ten se z tohoto důvodu rovněž ochlazuje.

Tepelné záření je však vyzařováno i zemskou atmosférou. Na jeho vytvoření se v atmosféře nejvíce podílí přítomnost vodní páry a oxidu uhličitého (Kopáček, Bednář, 2005). Pokud tato radiace směřuje dolů a dopadá tak na zemský povrch, nazýváme ji *zpětné záření atmosféry*. Toto záření je následně zemským povrchem pohlceno. Rozdíl mezi tepelným vyzařováním zemského povrchu  $G$  a zpětným zářením atmosféry  $Z$  nazýváme *efektivní vyzařování  $E$* :

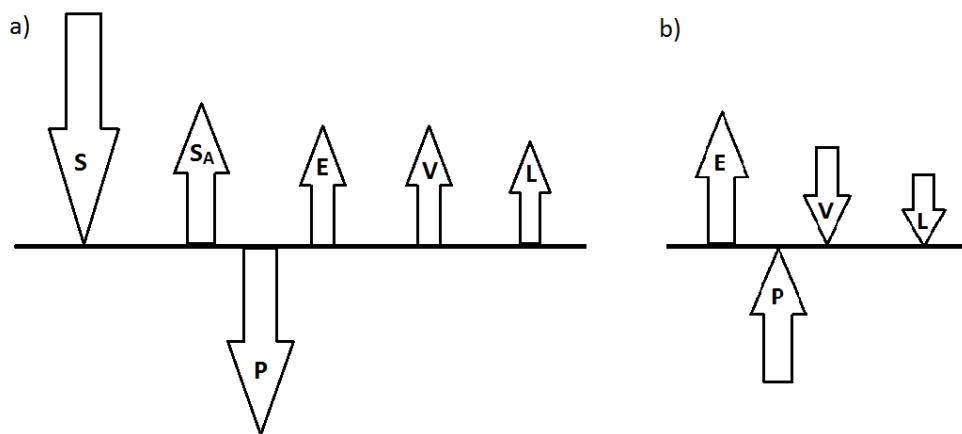
$$E = G - Z \quad (6)$$

Efektivní vyzařování roste při zvětšující se teplotě zemského povrchu. Naopak klesá s rostoucím obsahem vodní páry ve vzduchu a s přítomností oblačnosti, jelikož tyto faktory absorbují energii přicházející od zemského povrchu a navrací ji zpět dolů (Graham, 1999). Jelikož je tepelné vyzařování zemského povrchu zpravidla větší než zpětné záření atmosféry, efektivní vyzařování způsobuje radiální pokles teploty zemského povrchu. V noci, tedy při absenci slunečního záření, vznikají radiální inverze teploty vzduchu doprovázené někdy přízemními mrazíky (Kopáček, Bednář, 2005).

Rozdíl příjmu a ztráty tepla na povrchu půdy nazýváme tepelnou bilancí (Meteorologický slovník, 2017). Tento proces obsahuje několik složek, které se chovají jinak v noci a jinak ve dne. Mezi ně patří *sluneční záření*  $S$ , *odražené sluneční záření*  $S_A$ , *efektivní vyzařování*  $E$ , *teplo předávané přilehlým vrstvám vzduchu*  $V$ , *latentní teplo*  $L$  a *teplo šířící se do hlubších vrstev půdy*  $P$ .

Přes den je pro zemský povrch největším zdrojem tepla sluneční záření  $S$ . To je atmosférou pohlcováno velmi málo. Zemský povrch, ale i rostlinstvo a vodní hladina při malé výšce slunce velkou část slunečního záření odráží ve formě odraženého slunečního záření  $S_A$ . Energie slunečního záření, která dopadla na zemský povrch a odražena nebyla, se následně mění v teplo. To je turbulentní výměnou postupně přenášeno do přilehlých vrstev vzduchu (tepelný tok  $V$ ) a do hlubších částí půdy (tepelný tok  $P$ ). Současně je zemský povrch neustále ochlazován odpařováním vody (latentní teplo  $L$ ) a efektivním vyzařováním  $E$ . Celkový denní úhrn dodané a ztracené tepelné energie  $B_d$  je znázorněn na obrázku 2 a, a lze jej vyjádřit vztahem

$$B_d = S - S_A - E - P - V - L \quad (7)$$



Obr. 2: Schéma tepelné bilance zemského povrchu ve dne (a) a v noci (b). Upraveno podle: Kopáček, Bednář (2005).

Celkový noční úhrn dodané a ztracené energie  $B_n$  je znázorněn na obrázku 2 b. Od denního se liší především tím, že mu chybí energie dopadajícího záření a poměry tepelné bilance jsou tím pádem jiné. V průběhu noci se zemský povrch vlivem efektivního vyzařování rychle ochladí, a postupně získá teplotu nižší než přilehlý vzduch

a hlubší vrstvy půdy, ze kterých je následně teplo přiváděno zpět k zemskému povrchu (tepelný tok  $P$  a  $V$ ). Tyto faktory mají tedy neustále tendenci vyrovnávat teplotu povrchu půdy. To nejlépe probíhá se zvýšenou vlhkostí půdy, jelikož koeficient tepelné vodivosti<sup>4</sup> je v takovém případě vyšší (Vysoudil, 2004). V průběhu noci také často dochází ke kondenzaci vodní páry na povrchu půdy, zastavení vypařování a vzniku rosy. Kondenzací se uvolňuje latentní teplo, které zajišťuje další příliv tepla  $L$  na zemský povrch. Noční tepelná bilance  $B_n$  lze vyjádřit vztahem

$$B_n = P + V + L - E \quad (8)$$

Radiační ochlazování se projevuje mnohem více, pokud je bezvětří, nebo jen slabý přízemní vítr. Silnější vítr naopak působí nepříznivě pro vznik radiačních mrazů z důvodu promíchávání vzduchu. K povrchu půdy se tak dostávají větší objemy vzduchu, které mají vyšší teplotu, efektivní vyzařování ztrácí svou intenzitu a zemský povrch se ochlazuje pomaleji (Kopáček, Bednář, 2005). Silnější proudění větru tím pádem zvyšuje  $T_{min}$ . Děje se tak především ke konci jara, v létě a na začátku podzimu, kdy se  $T_{min}$  vyskytuje zpravidla v ranních hodinách.  $T_{max}$  je přes den vlivem větru snižována, kvůli neustálému promíchávání s okolním chladnějším vzduchem.

### 2.3.2 Vliv vody v atmosféře na teplotu vzduchu

Na změně teploty vzduchu se výrazně podílí přítomnost vody v atmosféře, a to ve všech skupenstvích. Zkondenzovaná a zmrzlá voda v podobě oblaků mění radiační podmínky a odráží sluneční záření. Vodní pára, jakožto skleníkový plyn sice sluneční záření neodráží, zato snižuje radiační vyzařování zemského povrchu. Voda navíc ovlivňuje teplotu vzduchu i při změně svého skupenství, vlivem uvolňování, nebo naopak vlivem spotřeby latentního tepla.

Přibližně 60 % planety je pokryto oblačností, jejíž vliv je na teplotu vzduchu velmi významný. Přítomnost oblačnosti redukuje výraznost denních extrémů teploty vzduchu, a to minimálních i maximálních (Geerts, 2002). Oblačnost vyskytující se přes den odráží

---

<sup>4</sup> Koeficient tepelné vodivosti – charakterizuje schopnost prostředí nebo látky přenášet, a tedy vyrovnávat teplotní změny (Meteorologický slovník, 2017).

sluneční záření, které tak nedosáhne zemského povrchu, a tím dochází ke snížení  $T_{max}$ . Zároveň je oblačností zvyšována  $T_{min}$ , jelikož oblaky pohlcují dlouhovlnné záření unikající do atmosféry, které je následně vyzářeno zpět k zemskému povrchu. Část záření je oblačností přímo odražena (Dai et al., 1999). Jednotlivé druhy oblaků v atmosféře ovlivňují teplotu vzduchu rozdílně, zejména kvůli jejich mocnosti a výšce, ve které se nacházejí.

Vysoko položené cirrovité oblaky odrážejí jen nepatrné množství krátkovlnného slunečního záření, ale mnohem snadněji absorbují, v menší míře i odrážejí dlouhovlnné záření přicházející od zemského povrchu. Podstatná část je tak vyzářena, nebo odražena zpět. Tepelné záření, které je odraženo a vyzářeno zpět, následně přispívá k oteplování zemského povrchu a atmosféry. Oblaky typu stratocumulus, nacházející se v nižších výškách, ovlivňují teplotu vzduchu jiným způsobem. Jejich vertikální mocnost je výrazně mohutnější, tím pádem přes oblak proniká mnohem méně slunečního záření. Část záření je pohlcena a část je odražena zpět do vesmíru. Kromě odraženého krátkovlnného záření oblaky typu stratocumulus vyzařují směrem vzhůru i směrem k zemskému povrchu dlouhovlnné záření, které zvyšuje teplotu zemského povrchu i teplotu vzduchu nacházejícího se pod oblakem (Graham, 1999). Celkově má však tato oblačnost na rozdíl od cirrovité tendenci zemský povrch a níže položenou část atmosféry kvůli odraženému slunečnímu záření spíše ochlazovat, a snižovat  $T_{max}$  (Dai et al., 1999).

Přítomnost vodní páry v atmosféře zvyšuje  $T_{min}$  podobným způsobem jako oblačnost. Zatímco dlouhovlnné záření je vlivem vodní páry v atmosféře absorbováno a následně vyzářeno zpět k zemskému povrchu, největší část slunečního záření může skrz vodní páru volně procházet. Tím pádem vodní pára, jakožto skleníkový plyn, zvyšuje  $T_{min}$  (Dai et al., 1999).

Na změně teploty vzduchu se podílí i uvolňování, nebo naopak spotřebovávání latentního tepla, které je zmíněno výše. Tento proces je vyvolán změnou vodního skupenství. V průběhu tání sněhu, vypařování, nebo sublimace je pro změnu skupenství nezbytný přísun energie v podobě spotřebovávání latentního tepla. V případě kondenzace, mrznutí a depozice je naopak latentní teplo uvolňováno. Proces vypařování a kondenzace spotřebovává, respektive uvolňuje 7,5krát více energie, než tání

a mrznutí. Přechod mezi plynným a kapalným skupenstvím vody má tedy mnohem větší vliv na teplotu vzduchu než přechod mezi kapalným a pevným skupenstvím. Uvažujme například propad sněhových vloček do nižší vrstvy atmosféry s teplotou 4 °C. Sníh, který se dostává do teplejšího vzduchu, začíná tát a částečně se i vypařovat. Pokud by během sněžení následně došlo k poklesu teploty na 0 °C, můžeme usuzovat, že pokles o více než 3 °C z celkových 4 °C je způsoben spotřebou latentního tepla výparem (Haby, nedatováno).

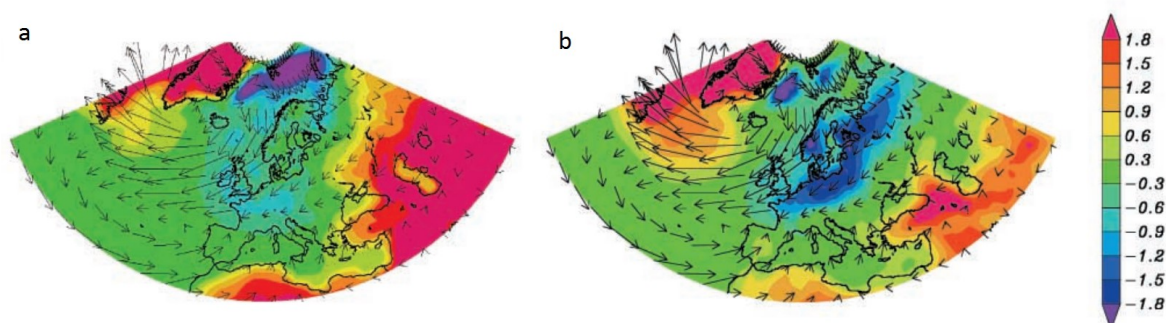
Dešťové srážky ovlivňují teplotu vzduchu různými způsoby. V první řadě s sebou padající déšť strhává chladnější vzduch z vyšších vrstev, který se promíchává s teplejším vzduchem, a tím ho ochlazuje. Dalším důležitým faktorem při vypadávání srážek je okolní vlhkost vzduchu pod oblačností. Pokud je vzduch, kterým srážky propadávají suchý, dochází k rychlejšímu vypařování srážek, spotřebě latentního tepla a tím k ochlazení okolního vzduchu, který začíná propadat směrem dolů (Řezáčová et al., 2007). Srážky ovlivňují teplotu vzduchu také zvyšováním vlhkosti půdy. Voda v půdě, která se následně vypařuje, spotřebovává latentní teplo a ochlazuje okolní vzduch, jak je popsáno výše. Vliv přítomnosti srážek na teplotu vzduchu je dobře patrný v oblastech, kde se v létě vyskytuje výrazné období dešťů. Jako příklad lze uvést střední část Mexika, nebo jihovýchod Asie, kde jsou v některých místech únorové a březnové průměrné maximální teploty vzduchu vyšší než červencové, přestože se oblasti nacházejí na severní polokouli.

### 2.3.3 Vliv atmosférické cirkulace na teplotu vzduchu

Atmosférická cirkulace ovlivňuje teplotu vzduchu především horizontálním přenosem tepla vlivem větru. Přenos jednotlivých meteorologických veličin, v tomto případě přenos tepla působením proudění v atmosféře, nazýváme advekcí. Můžeme pozorovat advekci studenou, která v daném místě způsobuje ochlazení, a advekci teplou, která dané místo naopak otepluje (Meteorologický slovník 2017).

Severoatlantická oscilace (North Atlantic Oscillation, NAO) v našich zeměpisných šířkách ovlivňuje teplotu vzduchu velmi výrazně. Jde o kolísání intenzity cirkulace, která je pro severní Atlantik typická, a vzniká změnou tlaku vzduchu v severní oblasti Atlantického oceánu. NAO je jedním z klíčových prvků utvářejících podnebí v severní

oblasti Atlantického oceánu, v oblasti Středomořího moře a v Evropě (Trigo et al., 2002). Jde o klimatický jev, který je ovlivňován dvěma permanentními tlakovými centry – Azorskou tlakovou výší a Islandskou tlakovou níží. Pro charakterizování odchylky rozdílu tlaku vzduchu mezi těmito tlakovými útvary se používá NAO index. Pokud je alespoň jeden z tlakových útvarů málo vyvinutý, NAO index nabývá nižších hodnot. Vyšších hodnot nabývá v případě zřetelného vyvinutí obou tlakových útvarů. Severoatlantická oscilace ovlivňuje charakter počasí v Evropě převážně v zimních měsících, jelikož v létě je Islandská tlaková níže méně intenzivní (Heape et al., 2013). Pokud je NAO index kladný, je podporováno zonální proudění<sup>5</sup> a do Evropy je v zimě přiváděn teplý oceánský vzduch. V případě záporného NAO indexu je potlačeno zonální proudění, místo kterého se vyskytuje meridionální proudění<sup>6</sup>. V případě záporného meridionálního proudění můžeme nad oblastí střední Evropy pozorovat advekci studeného arktického vzduchu. Význam přesunu tohoto studeného vzduchu do Evropy je výrazně větší pro  $T_{min}$  než pro  $T_{max}$ , viz obrázek 3. Příčinou tohoto rozdílu je především snížená oblačnost, která je pro negativní fázi Severoatlantické oscilace typická (Trigo et al., 2002).



Obr. 3: Anomálie  $T_{max}$  (a) a  $T_{min}$  (b) ve  $^{\circ}\text{C}$  v zimních měsících (prosinec, leden, únor, březen) pro NAO index  $<-1,0$ . Vektory udávají směr a relativní rychlost větru. Převzato z: Trigo et al. (2002).

<sup>5</sup> Zonální proudění – proudění vzduchu od západu na východ podél rovnoběžek (Meteorologický slovník, 2017).

<sup>6</sup> Meridionální proudění – proudění vzduchu podél poledníků. Severní meridionální proudění se označuje jako záporné, jižní jako kladné (Meteorologický slovník, 2017).



## 3 Mezidenní poklesy teploty vzduchu

V meteorologii se pro vyjádření míry změn jednoho prvku v průběhu dvou po sobě jdoucích dnů používá statistická veličina mezidenní neboli interdiurní proměnlivost prvku. Nejčastěji se počítá z denních průměrů nebo z termínových měření konkrétního meteorologického prvku (Meteorologický slovník, 2017). Interdiurní změny teploty vzduchu jsou v našich zeměpisných šířkách vyvolány různými způsoby. Ve většině případů jsou však vázány na přechody atmosférických front s výrazným horizontálním teplotním gradientem.

### 3.1 Vzduchové hmoty a jejich rozhraní

#### 3.1.1 Vzduchové hmoty

V troposféře se nacházejí rozsáhlé oblasti mající stejnou hustotu a podobné povětrnostní podmínky, které jsou dány především konstantní teplotou a vlhkostí vzduchu (Moran, Morgan, 1989). Tyto relativně homogenní vzduchové masy nazýváme vzduchové hmoty. V některých případech mohou vyplňovat celý prostor mezi zemí a tropopauzou. Typicky je jejich vertikální rozsah v řádech jednotek kilometrů, zatímco horizontální rozměry vzduchových hmot jsou srovnatelné s rozměry pevnin a oceánů. Vzduchové hmoty nesou charakteristiky místa, kde byly vytvořeny. Těmito charakteristikami jsou myšleny veličiny jako například teplota, vlhkost, nebo obsah prachu, které získávají při jejich formování vlivem homogenního zemského povrchu (Chromov, 1968). V praxi se však podle Kopáčka a Bednáře (2005) setkáváme nejčastěji se vzduchovými hmotami, které byly vytvořeny v průběhu času za pohybu, právě kvůli rozmanitým podmínkám cirkulace. I když jsou pro vytvoření vzduchové hmoty ideální stálé cirkulační podmínky v co největším vertikálním rozsahu, pozorujeme výskyt těchto druhů hmot jen zřídka, a to například v oblastech s přítomností kvazistacionárních tlakových útvarů<sup>7</sup>. Pokud vzduchová hmota přeci jen docílí stádia, kdy je její teplota ve všech hladinách v rovnovážném stavu a odpovídá podmínkám tepelné a radiační

---

<sup>7</sup> Kvazistacionární tlakový útvar – tlakový útvar, který svou polohu téměř nemění (Meteorologický slovník, 2017).

rovnováhy v dané roční době a v dané zeměpisné oblasti, je považován proces vzniku vzduchové hmoty za ukončený. Tohoto stavu však není dosaženo takřka nikdy, nebo jen zřídka (Kopáček, Bednář, 2005). I tak ale rozlišujeme vzduchové hmoty odlišných fyzikálních vlastností, kvůli kterým vznikají na jejich hranicích atmosférické fronty.

Při přemísťování vzduchových hmot, které je důsledkem změn cirkulačních podmínek, s sebou vzduchové hmoty do nové oblasti přenášejí i svůj režim počasí. Pokud vzduchová hmota určitého typu setrvá dostatečnou dobu v dané oblasti, vytváří tím pro danou oblast charakteristické klima (Chromov, 1968).

Kopáček a Bednář (2005) rozdělují vzduchové hmoty podle *termické* a podle *zeměpisné klasifikace*. Podle *termické klasifikace* jsou vzduchové hmoty rozděleny teplé, studené a místní. *Teplé vzduchové hmoty* se po přemístění do jiné oblasti ochlazují a danou oblast naopak oteplují. Tento děj je způsoben vlivem změn tepelné a radiační bilance s teplotou vzduchové hmoty. *Studené vzduchové hmoty* se ze stejného důvodu jako teplé vzduchové hmoty po přemístění do jiné oblasti ohřívají a danou oblast naopak ochlazují. *Místní vzduchové hmoty* zůstávají na stejném místě a své vlastnosti z důvodu rovnováhy tepelné a radiační bilance s teplotou vzduchové hmoty mění pouze se změnou ročního období.

Tyto druhy se následně dělí na *stabilní* a *nestabilní vzduchové hmoty*. Ve stabilních vzduchových hmotách je vertikální teplotní gradient menší, než nasyceně adiabatický teplotní gradient<sup>8</sup>, a tím pádem je znemožněn vývoj konvekce. V instabilních vzduchových hmotách je vertikální teplotní gradient vyšší než nasyceně adiabatický gradient. Tím je podmíněna přítomnost vertikálních konvektivních pohybů, se kterými vznikají konvektivní oblaka (Hanzlík, 1947).

Podle *zeměpisné klasifikace* jsou vzduchové hmoty rozděleny na arktický vzduch, vzduch mírných šířek a tropický vzduch. *Arktický vzduch* (AV) se nejčastěji vytváří za polárním kruhem. Lze jej rozdělit na *kontinentální arktický vzduch* (cAV), který je chladnější a sušší než *maritimní arktický vzduch* (mAV), který se pohybuje nad

---

<sup>8</sup> Nasyceně adiabatický teplotní gradient – gradient vyjadřující pokles teploty vzduchu nasyceného vodní parou při jeho výstupu, probíhající bez výměny tepla s jeho okolím (Meteorologický slovník, 2017).

nezamrzlým oceánem, a přijímá tak jeho vlhkost. *Vzduch mírných šířek* (VMŠ) vzniká v mírných zeměpisných šířkách. Stejně jako arktický vzduch, se vzduch mírných šířek dělí na *kontinentální* (cVMŠ), a *maritimní* (mVMŠ). V zimních měsících se často stává, že je cVMŠ chladnější než mVMŠ, zatímco v letních měsících je tomu naopak. Vyšší vlhkost však vykazuje mVMŠ. *Tropický vzduch* (TV) se vytváří v subtropických pásech. Dělí se stejně jako ostatní vzduchové hmoty na *kontinentální* cTV a *maritimní* mTV. Kopáček a Bednář (2005) vedle TV charakterizují i *ekvatoriální vzduch* (EV), vyskytující se v oblasti rovníku. EV je však většinou uvažován jako součást TV, jelikož je jeho vyčlenění problematické.

### 3.1.2 Rozhraní vzduchových hmot

I přes to, že přechod mezi různými vzduchovými hmotami může být postupný, tedy bez výrazné gradace povětrnostních podmínek, kde jejich hranici nelze určit, ve většině případů je rozhraní různých vzduchových hmot tvořeno atmosférickými frontami. Ty lze popsat jako úzké přechodné zóny, které v horizontálním směru vyvolávají ostré změny meteorologických prvků (Kopáček, Bednář, 2005). Mezi ně patří například výskyt oblačnosti a srážek, změna vertikálního profilu větru, změna tlaku vzduchu, a především změna teploty vzduchu.

Pro vytvoření nové atmosférické fronty na rozhraní dvou vzduchových hmot je nezbytná přítomnost vhodných podmínek. Procesy, které tyto podmínky vytvářejí, se souhrnně nazývají frontogeneze. Ta je podmíněna zvětšením horizontálních gradientů teploty vzduchu, vyvolaným libovolnými procesy v místech kontaktu dvou vzduchových hmot. Obecně tedy platí, že jakýkoli horizontální gradient teploty vzduchu působí pozitivně při vzniku atmosférických front. Vznik frontálního rozhraní je vázán především na dobu trvání frontogeneze. Pokud frontogeneze trvá krátce, nebo není dostatečně intenzivní, k vytvoření atmosférické fronty nedojde. Naopak procesy, které zmenšují horizontální gradient teploty, znemožňují vznik frontálního rozhraní. Tyto procesy souhrnně nazýváme frontolýza (Kopáček, Bednář, 2005).

O atmosférických frontách, které rozdělují dvě vzduchové hmoty rozdílného typu, lze mluvit jako o frontách primárních. Především v zimních a jarních měsících však

můžeme pozorovat frontální rozhraní rovněž uvnitř jedné vzduchové hmoty. Tyto podružné fronty se nejčastěji vyskytují uvnitř studených vzduchových hmot, a jsou nejvýraznější v nižších částech troposféry, kde bývá horizontální teplotní gradient nejvíce patrný (Gruza, 2009). Jednotlivé podružné fronty oddělují odstupňované dávky vzduchu, který se v konkrétní vzduchové hmotě nachází. Pokud uvažujeme podružné studené fronty, po každém jejím přechodu dochází k dalšímu ochlazení. Projevy počasí jsou při přechodu podružné fronty celkově slabší, ale podobné projevům počasí při přechodu fronty primární. Také doba trvání, která se u primárních front pohybuje v řádech několika dnů, dosahuje u podružných front podle Gruzy (2009) průměrně jednoho dne. Vlivem výrazné frontogeneze však mohou podružné fronty zesílit svůj charakter a získat charakter primárních front (Saucier, 2013).

Atmosférické rozhraní je klasifikováno různými způsoby. Mezi ně patří dělení podle významu pro cirkulační děje, dělení podle maximální výšky, v níž ještě lze frontální rozhraní identifikovat, nebo dělení podle zeměpisné šířky, kde se fronta nachází. Nejčastější je však dělení podle způsobu přesunu frontální čáry na stacionární, teplou, studenou a okluzní frontu (Moran, Morgan, 1989).

## 3.2 Studené fronty

Během přechodů vzduchových hmot se stává, že poměrně teplé a bezoblačné počasí prudce změní svůj charakter na počasí deštivé a větrné. Tato změna s sebou často přináší přeháňky doprovázené bouřkami, které jsou způsobeny přítomností vertikálně mohutné oblačnosti, skládající se zejména z bouřkových oblaků druhu cumulonimbus. Po přechodu těchto jevů se výrazně ochladí. Tento děj je typický pro přechod studené fronty.

O studené frontě hovoříme tehdy, pokud se studený vzduch podsouvá pod vzduch teplý a tím ho nadzvedává. Studený vzduch má nejčastěji podobu klínu, který vytlačuje lehčí teplý vzduch vzhůru. Jako studená fronta je označováno místo úzkého rozhraní mezi teplým a studeným vzduchem. Celá fronta se pohybuje směrem k teplému vzduchu (Kobzová, 1998). Podle rychlosti pohybu fronty a podle jevů, které při přechodu fronty nastávají, rozdělujeme studené fronty na dva druhy. Jejich rozdíly pozorujeme

především v poloze oblasti srážek vzhledem k čáře fronty a druhem oblačnosti (Schmidt, 1972).

Posun studené fronty je závislý především na rychlosti složky větru, která je na studenou frontu kolmá. Ta se odvíjí od hustoty izobar. Obecně lze konstatovat, že čím jsou izobary blíže k sobě, tím je vyšší rychlost přesunu studené fronty (Kopáček, Bednář, 2005). Posun fronty je však neustále brzděn turbulentním promícháváním přízemní vrstvy vzduchu, orografickou členitostí povrchu, přes který fronta přechází, a výstupnými pohyby vzduchu podél fronty. Na pohyb studené fronty má vliv i latentní teplo. Pokud je jeho uvolňování na čele fronty velmi výrazné, rychlost pohybu studené fronty se zvyšuje (Reeves, Lackmann, 2004).

*Pro studené fronty 1. druhu*, které se také označují jako anafronty, je typický výstup teplého vzduchu po celé délce frontálního rozhraní. Teplý vzduch ve vyšších hladinách proudí pomalu a vlivem nuceného výstupu se postupně rozpíná a adiabaticky ochlazuje. Tím jeho relativní vlhkost postupně stoupá a ve chvíli, kdy dosáhne stavu nasycení, dojde ke kondenzaci vodní páry a vzniká zafrontální oblačnost (Gruza, 2009). Ta je tvořena soustavou oblaků druhu nimbostratus, později altostratus a cirostratus. Na čele fronty jsou vyvinuty oblaky cumulonimbus s velkým vertikálním rozsahem, ze kterých vypadávají silné srážky mnohdy ještě před čarou fronty. Za ní vypadávají již slabší, ale souvislé srážky z oblaků Ns. Oblast srážek je u tohoto typu studené fronty podle Schmidta (1972) široká 150 až 200 km.

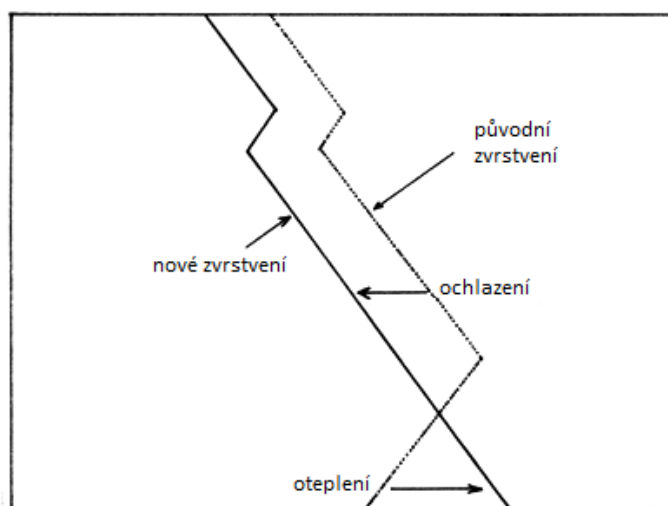
*Studené fronty 2. druhu*, označované jako katafronty, se liší zejména užším polem srážek. Klín podsouvajícího se studeného vzduchu se pohybuje rychleji než teplý vzduch, který rychle stoupá vzhůru. V takovém případě je bráněno vniku mohutné zafrontální oblačnosti a nejčastěji vznikají pouze oblaky druhu cumulonimbus před čarou fronty, ze kterých padají srážky. Tento druh studených front je většinou rychlejší než 1. druh a vyskytuje se zejména v letních měsících (Gruza, 2009). Přejít studené fronty 2. druhu je často doprovázen silnými větry a v teplé části roku bouřkami a krupobitím (Browning, Roberts, 1996). Podle Schmidta (1972) je oblast srážek široká 60 – 80 km a přes konkrétní území přechází 30 až 60 minut. Kvůli rychlému přechodu fronty je

ochlazení prudké a nebezpečné, proto je na tento jev v povětrnostní službě soustředěna velká pozornost.

Přechod studených front se v různých částech roku projevuje odlišně. V teplém období mají oblaky druhu cumulonimbus mohutnější vertikální rozsah než v zimním období. Ve výjimečných případech oblaky dosahují výšek až 15 km a v oblastech větších zeměpisných šířek tak prorážejí tropopauzu (Kopáček, Bednář, 2005). Při přechodu studené fronty od západu, kdy je mořský zafrontální vzduch značně chladnější než pevninský vzduch před frontou, je přechod typický „čistším“ tvarem fronty. Po přechodu fronty má obloha tmavě blankytnou barvu a velmi dobrou horizontální dohlednost (Schmidt, 1972).

V zimních měsících je výskyt bouřek neobvyklý a vertikální rozsah oblačnosti naopak malý (4 až 5 km). V průběhu přechodu fronty, kdy teploty vzduchu často kolísají kolem 0 °C, se studená fronta zprvu projevuje dešťovými srážkami s postupným přechodem na srážky pevné za čarou fronty. Typické jsou oblaky druhu stratus a stratocumulus v nižších patrech tvořených uvnitř vzduchových hmot, které jsou v průběhu rychlého vpádu studeného vzduchu protrhávány (Kopáček, Bednář, 2005).

Přestože je po přechodu studené fronty přes místo pozorování typické snížení teploty vzduchu, jsou známy i případy, ve kterých teplota naopak roste. Tento jev se nazývá maskování studené fronty. Děje se tak zejména v zimě v nížinných oblastech, kdy je přízemní vzduch silně prochlazený a vytvářejí se inverze. Po přechodu fronty se nový vzduch s přízemním prochlazeným promísí a teplota mírně stoupne. Nad mezní vrstvou atmosféry při tomto jevu probíhá studená advekce, která podmiňuje ochlazení ve vyšších nadmořských výškách (Kopáček, Bednář, 2005). Vertikální průběh teplot před a po přechodu studené fronty je vykreslen na obrázku 4.



Obr. 4: Zvýšení teploty vzduchu při zemi po přechodu studené fronty. Upraveno podle: Šír (2006).

### 3.2.1 Poklesy teploty vzduchu vyvolané přechodem studené fronty

Pokles teploty vzduchu po přechodu studené fronty je různý. Kopáček a Bednář (2005) uvádějí, že v teplé části roku teplota po přechodu fronty většinou klesá o 5–10 °C. Změna teploty je však závislá kromě ročního období především na původu nové vzduchové hmoty. Některé studené fronty mohou přinést velmi malé, až takřka nepozorovatelné ochlazení. Jiné však mohou z letního počasí s teplotami přes 30 °C během několika hodin učinit studené počasí s teplotou kolem 10 °C. V zimě mohou v extrémních případech vlivem vpádu chladného arktického vzduchu do střední Evropy teploty velmi rychle klesnout z 10 °C až na -20 °C (Seifert, 1987). Tato situace se naskytla například na přelomu roku 1978/1979, kdy došlo v některých oblastech Česka během 12 hodin k prudkému poklesu o 30 °C na hodnoty pod -15 °C (Dršina, Mokříšová, 1987).

Velikost poklesu teploty vzduchu při přechodu studené fronty je často posílena i jinými faktory. Tak tomu bylo například na východním pobřeží USA 13. března 1993, kdy se začala přesouvat výrazná a rychlá tlaková níže z jihu od Mexického zálivu severním směrem. Na signifikantní změnu teploty vzduchu měla vliv oblast vysokého tlaku vzduchu v severní části USA, která omezila pohyb tlakové níže postupující od jihu. Vlivem severozápadního proudění vzduchu se následně začal arktický vzduch přesouvat směrem k jihu a v kombinaci se studenou frontou zapříčinil rekordně nízké teploty

vzduchu (-16,7 °C naměřených v Birminghamu v Alabamě, -23,3 °C na Mount LeConte v Tennessee, nebo -23,9 °C v Syracuse ve státě New York), nárazové větry kolem 200 km/h a silné sněžení (Armstrong, 2013; Kocin et al., 1995).

### 3.2.2 Studené fronty a teplotní singularity

V ročním chodu teploty vzduchu se často projevují neperiodické změny, které jsou odchýleny od celoročního teplotního průběhu. Po zprůměrování teplot vzduchu za velmi dlouhé, například stoleté období se anomálie v některých případech navzájem nekompenzují a křivka teploty vzduchu nadále vykazuje odchylky. V takovém případě můžeme o těchto anomáliích hovořit jako o singularitách (Kopáček, Bednář, 2005). Mezi nejvýraznější singularity v našich zeměpisných šířkách patří ledoví muži – ochlazení v první polovině května, medardovské počasí – ochlazení vyskytující se začátkem června, vánoční obleva, typická pro konec prosince a babí léto, slunné, suché, teplé a málo větrné počasí ke konci září.

Jev zvaný „ledoví muži“ přináší v první polovině května krátké ochlazení trvající několik dní, s možným výskytem přízemních mrazíků. Vzhledem k tomu, že v tomto období začínají mnoha rostlinám rašit pupeny, které jsou na nízké teploty náchylné, je tento jev pro vegetaci velmi nebezpečný. Ledoví muži nastávají vlivem pronikání studeného vzduchu ze severu, který je podmíněn výskytem tlakové níže nad oblastí střední Evropy a mohutnou tlakovou výší nad severovýchodním Atlantikem (Radová, 2006). Ochlazení nabývá silnějšího charakteru, pokud se nad místem vlivu následně vytvoří oblast vysokého tlaku vzduchu, která posiluje radiační ochlazování. Nástup této singularity je velmi rozkolísaný a v některých letech dokonce chybí. Kvůli tomu je toto ochlazení na dlouhodobém ročním chodu málo patrné (Kopáček, Bednář, 2005).

Dlouhodobější, ale pozvolnější relativní ochlazení na začátku června se nazývá „medardovské počasí“. Je způsobeno natékáním studeného a vlhkého maritimního vzduchu od západu směrem do střední Evropy. Podle Meteorologického slovníku (2017) jde o nejvýraznější střeoevropskou singularitu. Vlivem medardovského počasí však prudké poklesy teplot vzduchu zpravidla nevznikají, protože ke snižování průměrných



denních teplot vzduchu dochází ojediněle. Ve většině případů je pouze zastaven jejich růst (Radová, 2006).

Pozvolné oteplení mezi Vánocemi a Novým rokem, známé jako „vánoční obleva“ je způsobeno přesunem teplého maritimního vzduchu do oblasti střední Evropy směrem od západu. Vlivem vánoční oblevy často dochází v nížinných oblastech k dešťovým srážkám a tání sněhu (Radová, 2006). Přestože se může zdát, že vánoční obleva nemá na prudkost a mohutnost poklesů teploty vzduchu vliv, je tomu právě naopak. Pokud je vzduch před přechodem silné studené fronty prohřátý, horizontální teplotní gradient mezi vzduchovými hmotami je tím pádem vyšší a pokles teploty vzduchu po přechodu silné studené fronty je výraznější. Tento jev je navíc umocněn tím, že relativně teplý vzduch má v zimním období tendenci mnohem rychleji klesat na své teplotě, jelikož okolí má spíše chladnější charakter a tím pádem není schopno jeho teplotu udržet.

Takto zvýrazněný pokles teploty vzduchu nastal z 31. prosince 1978 na 1. leden 1979, kdy byly na území Česka naměřeny v prosinci teploty výrazně vyšší než dlouhodobý normál (Kakos, 1979). Po přechodu silné studené fronty byl vlivem předchozího oteplení následný pokles teploty o to výraznější.

### 3.3 Poklesy teploty vzduchu uvnitř vzduchové hmoty

K výskytu frontálního rozhraní dochází převážně v oblastech mírných šířek, kam může v severní polokouli natékat tropický i arktický vzduch. V tropických a subtropických oblastech je střídání vzduchových hmot méně typické a poklesy teplot se vyskytují převážně uvnitř vzduchových hmot.

Kopáček a Bednář (2005) vymezují celkem 4 faktory, které ovlivňují výskyt, resp. Intenzitu ranních mrazů vlivem efektivního vyzařování. Mezi ně patří:

- *Oblačnost*, která se svou zvyšující se hustotou a nižší výškou nad zemským povrchem zmírňuje efektivní vyzařování. Za jasné oblohy je efektivní vyzařování intenzivnější a s ním roste i pravděpodobnost výskytu prudkého radiačního ochlazování, viz kapitola 2.2.1.

- *Rychlost větru*, která snižuje intenzitu radiačních mrazů z důvodu promíchávání vzduchu. K povrchu půdy se tak dostávají větší objemy vzduchu, které mají vyšší teplotu, efektivní vyzařování ztrácí svou intenzitu a zemský povrch se ochlazuje pomaleji.
- *Tvar reliéfu krajiny*, který pozitivně ovlivňuje radiační ochlazování, pokud je ve tvaru údolí nebo kotlin. Studený vzduch stéká z kopců směrem do údolí a je nahrazován teplejšími vzduchovými hmotami z okolní volné atmosféry, které naopak stoupají vzhůru.
- *Tepelná vodivost půdy*, napomáhající se svou klesající hodnotou vzniku radiačních mrazů. Pokud by měla půda tepelnou vodivost vysokou, její teplota by byla rychle vyrovnávána dodáváním tepla z hlubších vrstev zemského povrchu, k ochlazování by docházelo pomaleji a efektivní vyzařování by nebylo tak intenzivní.

K nejsilnějším propadům teplot dochází v zimních měsících v mrazových kotlinách, které mohou mít podobu karů, zploštělých nebo mělkých a protáhlých údolí. Pokud se navíc naskytnou vhodné podmínky, jako je nulová oblačnost a bezvětří, popřípadě jen slabý přízemní vítr, padají ranní teploty hluboko pod bod mrazu (Jůza, 2010). V místech mrazových kotlin mohou nízké teploty vzduchu vydržet až několik dní, jelikož zde probíhá výrazné katabatické proudění vzduchu, které můžeme pozorovat i při malém sklonu svahu. Vysoudil (2004) uvádí, že pokud zemský povrch není příliš členitý, ke stékání dochází při sklonu  $2^{\circ}$  -  $4^{\circ}$ . Rychlost stékání je však velmi nízká, pohybuje se do 1,5 m/s.

Právě kvůli reliéfu mrazových kotlin a s ním souvisejícím slabým větrem, minimální turbulencí a omezenou možností provětrávání oblasti, díky kterému se zde katabatický vítr objevuje, klesají v konkávních oblastech teploty vzduchu hlouběji než ve výše položených oblastech horských hřbetů. V těchto místech často vlivem silného větru k přízemním mrazům vůbec nedojde (Dvořák, 2012). Katabatické proudění však může vznikat i u oddělených vrcholů, kdy přes den vzduch vlivem ohřívání svahů stoupá anabaticky vzhůru a v noci stéká po svazích dolů (Hanzlík, 1947). Na našem území se v mnoha mrazových kotlinách nacházejí meteorologické stanice. Mezi ně patří například stanice Šindelová v Krušných horách, Jizerka v Jizerských horách, Jezerní slať a Rokytská slať na Šumavě nebo Horská Kvilda tamtéž.

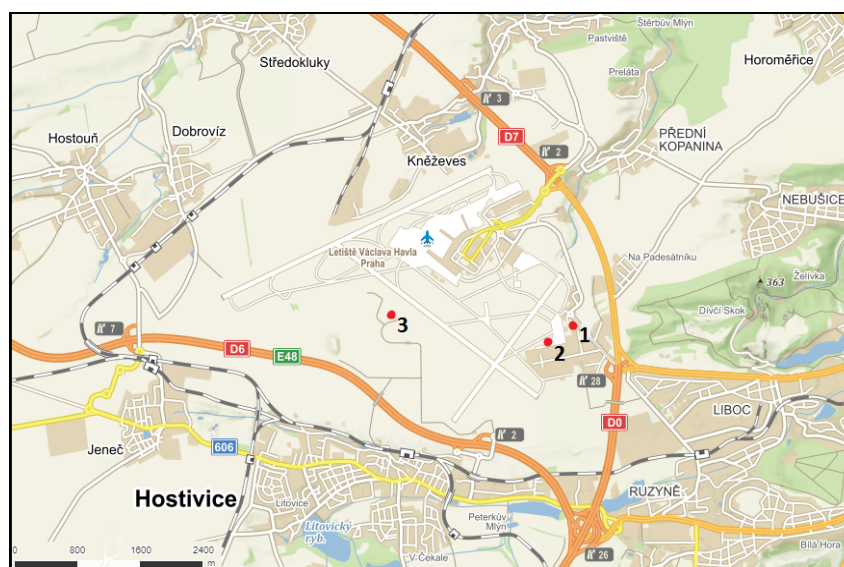
Pro některé mrazové kotliny jako je Jizerka, nebo Rokytská slať je typický výskyt ranních mrazů i v červenci nebo srpnu. Sloupec studeného vzduchu v mrazových kotlinách je typicky vysoký několik metrů s nejnižší teplotou vzduchu u zemského povrchu. V mrazových kotlinách se nachází méně vegetace, a navíc jen ta, která je odolnější vůči mrazům, jelikož jsou zde kvůli vyššímu sloupci studeného vzduchu ohroženy nejen byliny, ale i vzrostlé stromy (Jůza, 2010).

Pro mezidenní pokles teploty vzduchu uvnitř vzduchové hmoty je nezbytná výrazná změna podmínek ovlivňující teplotu vzduchu. Nejvýznamnější meteorologickou podmínkou, která může ze dne na den změnit svůj charakter a tím ovlivnit průběh teploty vzduchu, je oblačnost. Pokud dojde k vyjasnění, je zesíleno efektivní vyzařování a minimální denní teploty vzduchu se tím pádem snižují. Množství slunečního záření dopadající na zemský povrch však roste a maximální denní teploty vzduchu jsou zvyšovány. Během vyjasnění tak můžeme ochlazení pozorovat především v minimálních denních teplotách vzduchu. Jelikož v těchto situacích typicky dochází ke zvyšování denní amplitudy teploty vzduchu, průměrné denní teploty vzduchu jsou spíše neovlivněny.

## 4 Největší poklesy teploty vzduchu v Praze-Ruzyni

### 4.1 Charakteristika klimatické stanice

V souvislosti s výstavbou letiště bylo dne 24. 2. 1937 zahájeno měření na nově vzniklém meteorologickém pracovišti Praha-Ruzyně. Na pracovišti se přestěhovalo předpovědní ústředí letecké povětrnostní služby a synoptická meteorologická služba (tehdy správa letecké povětrnostní služby), která zde působila s přestávkou během 2. světové války do roku 1959, kdy se přestěhovala do Komořan (Krška, Šamaj, 2001). Původně byla na pracovišti měřena pouze rychlost a směr větru, tlak vzduchu, dohlednost a množství a výška oblačnosti. Dne 1. 1. 1938 se začala pravidelně měřit teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, srážky, sněhová pokrývka a sluneční svit. Měření bylo prováděno na souřadnicích  $50^{\circ} 05' 57''$  s. z. š. a  $14^{\circ} 17' 17''$  v. z. d. v nadmořské výšce 371 m n. m. viz bod 1 v obrázku 5. Dne 20. 4. 1957 byly přístroje přesunuty zhruba 500 metrů jihozápadně do výšky 381 m n. m. (viz bod 2 v obrázku 5) z důvodu narůstající zástavby. Z důvodu dalšího rozšiřování letiště a potřeby umístění měřících přístrojů do centrální části letiště bylo 1. 9. 1986 celé pracoviště přesunuto na souřadnice  $50^{\circ} 06' 03''$  s. z. š. a  $14^{\circ} 15' 28''$  v. z. d. do výšky 369 m n. m. viz bod 3 v obrázku 5. Měření teploty a tlaku vzduchu bylo zautomatizováno 1. 4. 1995 (Základní dokumentace letiště Praha-Ruzyně, nedatováno).



Obr. 5: Mapa meteorologické stanice Praha-Ruzyně. Zdroj podkladové mapy: Mapy.cz (2017)

Meteorologická stanice geograficky náleží k Pražské plošině, která je součástí České tabule. Její okolí má rovinatý charakter bez vzrostlé vegetace a vodních ploch. Nejbližší lesní porost se nachází 3,5 km východním směrem. Kolem stanice se nachází orná půda a travní porosty, které jsou přerušeny betonovými drahami letištní plochy (nejbližší je přibližně 250 metrů od stanice) a místními komunikacemi využívanými převážně pro obsluhu meteorologické stanice. Nejbližší souvislou zástavbou jsou Hostivice, nacházející se 2,5 kilometrů jižně od meteorologické stanice. V bezprostředním okolí meteorologické stanice je přízemní budova trafostanice ve vzdálenosti přibližně 30 metrů jihovýchodním směrem. Přístroje meteorologické stanice jsou na obrázku 6.



*Obr. 6: Meteorologické přístroje klimatické stanice Praha-Ruzyně. Zdroj: vlastní, fotografie pořízena 29. 6. 2017.*

Průměrná roční teplota vzduchu je 8,5 °C, přičemž absolutní maximum bylo naměřeno 20. 12. 2012 s hodnotou 37,4 °C a absolutní minimum bylo naměřeno 8. 1. 1985 s hodnotou -25,5 °C. Průměrný roční srážkový úhrn je 501,3 mm a průměrný roční úhrn doby trvání slunečního svitu je 1722 hodin (ČHMÚ, 2017).

## 4.2 Data a metody

### 4.2.1 Data

Data za maximální, minimální a průměrné denní teploty vzduchu za období od 1. ledna 1946 do 31. prosince 2014 byla poskytnuta Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy od ČHMÚ. Součástí datového souboru je výška sněhové pokrývky a úhrn srážek pro všechny dny. Data byla doplněna o maximální, minimální a průměrné denní teploty vzduchu za rok 2015 a 2016 z databáze, která je volně dostupná na webových stránkách ČHMÚ. Teploty jsou uváděny s přesností na desetiny °C, srážky s přesností na desetiny mm a výška sněhu s přesností na jednotky cm.

V souvislosti s poklesy teplot vzduchu jsou analyzovány záznamy přechodů atmosférických front přes stanici Praha – Ruzyně. Data o přechodu front jsou dostupná od roku 1950. Databáze byla založena RNDr. Janem Brádkou, který společně se svým kolektivem synoptických meteorologů zaznamenával typ fronty (studená, teplá, okluzní), dobu jejího přechodu (s přesností na 1 hodinu) a směr, odkud fronta přes místo pozorování přechází (S, SW, W, NW, N, NE, E, SE). Od roku 1983, pod vedením RNDr. Jana Pavlíka, je v databázi dostupná i informace o intenzitě fronty (slabá, střední, silná). Pro určení přecházející fronty byly využívány přízemní i výškové mapy, hodinová měření a pozorování ze stanice Praha – Ruzyně. Později byly fronty určovány pomocí snímků z meteorologických družic, radarových snímků a také nefanalýzy<sup>9</sup>, která je dnes nahrazena metodami objektivní analýzy družicových dat (Synopinfo, 2010; Meteorologický slovník, 2017).

---

<sup>9</sup> Nefanalýza – subjektivně sestavená mapa oblačnosti na základě družicových snímků (Meteorologický slovník, 2017).

#### 4.2.2 Metody

Jednodenní rozdíly jednotlivých charakteristik teploty vzduchu (maximální denní teploty vzduchu  $D_{max1}$ , minimální denní teploty vzduchu  $D_{min1}$  a průměrné denní teploty vzduchu  $D_{mean1}$ ) byly vypočítány odečtením hodnoty konkrétního dne od hodnoty za den předcházející, tedy

$$D_1 = T_d - T_{d-1} \quad (9)$$

Ve vzorci (9) je  $D_1$  jednodenní rozdíl teploty vzduchu,  $T$  je denní teplota vzduchu a  $d$  je konkrétní den. Výsledné kladné číslo udává hodnotu jednodenního poklesu teploty vzduchu ze dne na den. Záporné hodnoty, tedy hodnoty vyjadřující nárůst teploty vzduchu nejsou v práci uvažovány.

Pro zjištění potenciální odlišnosti dlouhodobějších poklesů od jednodenních poklesů byly stejným způsobem vypočítány i dvoudenní ( $D_{max2}$ ,  $D_{min2}$ ,  $D_{mean2}$ ) a třídenní ( $D_{max3}$ ,  $D_{min3}$ ,  $D_{mean3}$ ) poklesy jednotlivých charakteristik teploty vzduchu, tedy

$$D_2 = T_d - T_{d-2} \quad (10)$$

respektive

$$D_3 = T_d - T_{d-3} \quad (11)$$

Ve vzorcích (10) a (11) jsou veličiny totožné, jako ve vzorci (9).

Datum náležící k hodnotě poklesu se přitom vztahuje ke konci poklesu. Pokud je například dne 8. 2. 1956  $T_{max}$  -6,3 °C a následující den, 9. 2. 1956 je  $T_{max}$  -12,3 °C, pozorovaný  $D_{max1}$  s hodnotou 6 °C se vztahuje k datu 9. 2. 1956. První zaznamenané hodnoty  $D_1$  se tedy v datové řadě vztahují k 2. 1. 1946, první hodnoty  $D_2$  ke 3. 1. 1946 a první hodnoty  $D_3$  ke 4. 1. 1946. Poslední zaznamenané hodnoty poklesu teploty vzduchu náleží pro  $D_1$ ,  $D_2$  a  $D_3$  ke dni 31. 12. 2016.

Sezonalita poklesů jednotlivých charakteristik teploty vzduchu je vyjádřena v radiálních diagramech (obrázky 7, 9 a 11), které řadí jednotlivé události do příslušných

měsíců. Za zkoumané období je bráno v úvahu 10 největších jednodenních, dvoudenních a třídenních poklesů teplot vzduchu. Linie v grafu, která odděluje jednotlivé měsíce, se vždy vztahuje na poslední den v konkrétním měsíci. Pokud je tedy v grafu zaznamenána událost, která se nachází na linii na pomezí prosince a ledna, vztahuje se k datu 31. prosince. Diagram však nepočítá s přestupným rokem. Událost ze dne 29. února by se tak promítla do 1. března. Žádný takový pokles teploty vzduchu, který by se nacházel mezi deseti největšími poklesy, a tudíž by ho bylo nutné do diagramu zařadit, však za pozorované období nenastal.

Tam (2012), který analyzuje proměnlivost  $T_{max}$  a  $T_{min}$ , uvažuje mezidenní změnu teploty vzduchu o více než  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  jako velmi výraznou. Na základě této hranice byly poklesy jednotlivých charakteristik teploty vzduchu vzájemně porovnávány.

Dále bylo porovnáváno procentuální zastoupení největších poklesů jednotlivých charakteristik teploty vzduchu v jednotlivých sezónách (obrázky 8, 10 a 12). Jednotlivými sezonami je myšleno jarní období (březen až květen), letní období (červen až srpen), podzimní období (září až listopad) a zimní období (prosinec až únor).

V databázi teplot vzduchu byly při zpracovávání dat objeveny zřejmě tři chyby. Hodnoty byly za chyby považovány proto, že se nápadně odlišovaly od ostatních hodnot v datové řadě stejné charakteristiky teploty vzduchu, a neprojevíly se v průběhu ostatních dvou charakteristik teploty vzduchu ani v datové řadě teplot vzduchu naměřených na blízké stanici Praha-Klementinum. Jde o jednu chybu v  $T_{min}$ , kdy je pro den 4. 6. 1951 uvedena hodnota  $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ , která byla upravena na pravděpodobnější hodnotu  $10,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Další dvě chyby se vyskytovaly v  $T_{max}$ , a to dne 24. 1. 1954, kdy je uvedena hodnota  $7,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , místo pravděpodobnější  $-7,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  a dne 22. 5. 1958, kde je uvedena hodnota  $12,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  místo pravděpodobnější  $22,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Vzhledem k datu naměření těchto hodnot je příčinou vzniku chyb pravděpodobně převod do digitální formy zápisu.



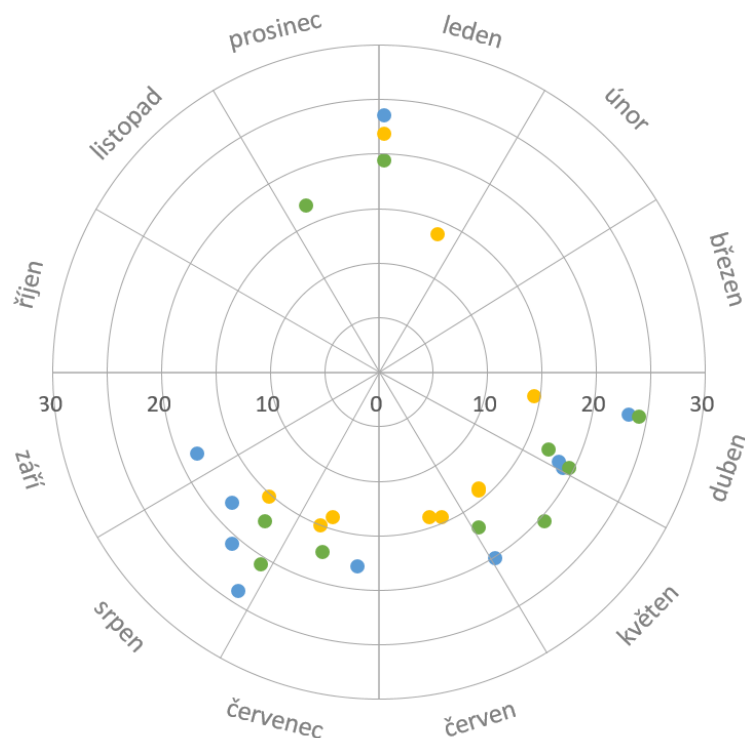
## 4.3 Poklesy jednotlivých charakteristik teploty vzduchu

### 4.3.1 Poklesy maximální teploty vzduchu

Pokud uvažujeme jednodenní pokles maximální denní teploty vzduchu ( $D_{max1}$ ) za období od 1. 1. 1946 do 31. 12. 2016, největší nastal dne 1. 1. 1979 vlivem tzv. fronty století o 21,9 °C. Jde však o hodnotu velmi vzácnou nejen svou velikostí, ale i výskytem, jelikož v zimních měsících (prosinec až únor) je mezi deseti největšími  $D_{max1}$  zaznamenán pouze jedna další událost, a to 10. největší dne 23. 1. 2006 o 13,8 °C. Výraznost  $D_{max1}$  dne 1. 1. 1979 je dobře patrná na obrázku 7. Nejvíce  $D_{max1}$  se vyskytuje v jarních (březen až květen) a letních (červen až srpen) měsících. V podzimních měsících (září až listopad) se nevyskytl jediný z deseti největších  $D_{max1}$  za sledované období.

Největší dvoudenní pokles maximální denní teploty vzduchu ( $D_{max2}$ ), nastal dne 11. 4. 1986 o 24,1 °C. V zimních měsících se vyskytují  $D_{max2}$  opět méně – celkem jsou zjištěny dvě takové události, a to dne 1. 1. 1979 o 19,6 °C a 7. 12. 1961, což je desátý největší  $D_{max2}$  s hodnotou 16,8 °C. Ostatní události jsou rozmístěny do dubna (3 události), května (2 události), července (1 událost) a srpna (2 události).

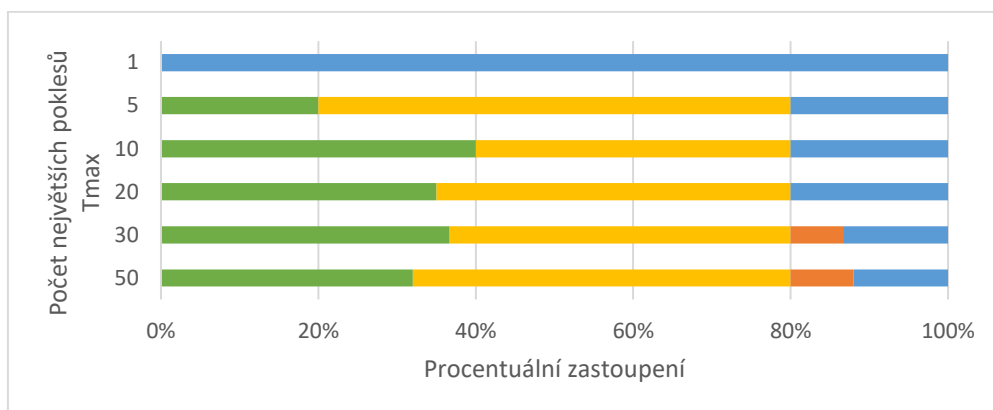
Největší třídenní pokles maximální denní teploty vzduchu ( $D_{max3}$ ) nastal dne 4. 8. 1983 a vykazuje hodnotu 23,8 °C. V zimních měsících se  $D_{max3}$  vyskytuje jen jednou, a to opět vlivem prudkého ochlazení, které náleží ke dni 1. 1. 1979. Většina ostatních poklesů se objevuje v průběhu jara a koncem léta. Desátý největší  $D_{max3}$  se od 1. 1. 1946 do 31. 12. 2016 vyskytl 8. 7. 1946, s hodnotou 17,9 °C.



Obr. 7: Sezonalita deseti největších jednodenních (žlutá), dvoudenních (zelená) a třídních (modrá) poklesů  $T_{max}$ . Vzdálenost od středu grafu vykazuje hodnotu poklesu ve  $^{\circ}\text{C}$ .

Jednodenní pokles maximální denní teploty vzduchu, který převyšuje hranici  $10^{\circ}\text{C}$  se na stanici Praha – Ruzyně za zkoumané období naskytl celkem 96krát. Z toho v jarních měsících (březen až květen) se  $D_{max1}$  o více než  $10^{\circ}\text{C}$  naskytl celkem 33krát, v letních měsících (červen až srpen) 39krát, v podzimních měsících (září až listopad) 16krát a v zimních měsících (prosinec až únor) pouze 8krát.

Z obrázku 8, kde je patrné procentuální zastoupení největších  $D_{max1}$  v jednotlivých sezónách, vyplývá, že největší  $D_{max1}$  jsou charakteristické především pro jarní a letní měsíce. Zároveň se pro tyto měsíce výrazně nemění procentuální zastoupení, pokud uvažujeme vyšší počet událostí. Výskyt  $D_{max1}$  je značně nižší v zimních měsících a výrazně atypický v podzimních měsících. Největší pokles  $T_{max}$  však náleží k datu 1. 1. 1979. Z hlediska sezonality a intenzity poklesu jde o velmi abnormální hodnotu. První největší hodnota  $D_{max1}$  v podzimních měsících je celkem 25. v pořadí a nastala 18. 9. 2015.



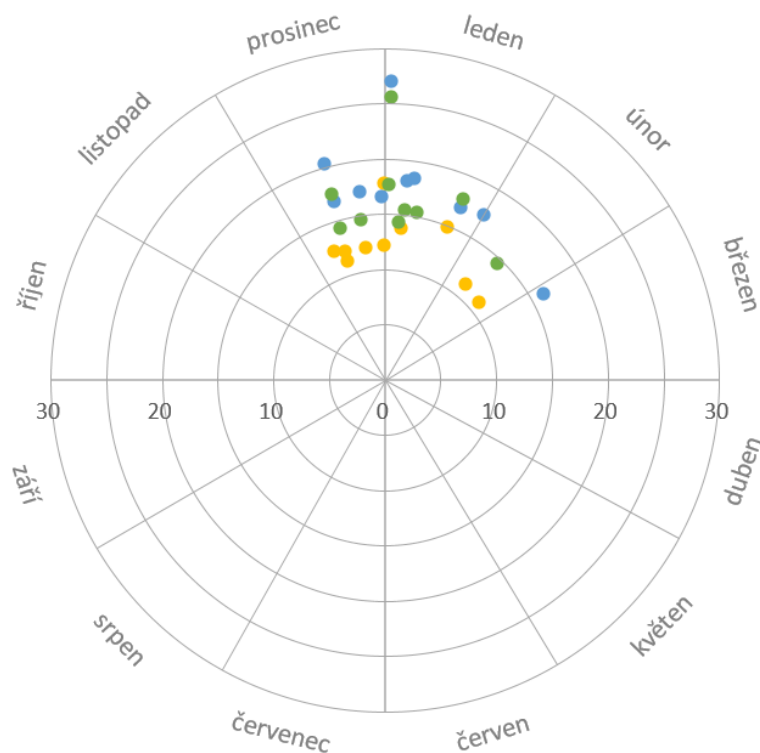
Obr. 8: Procentuální zastoupení největších  $D_{max1}$  v jednotlivých sezónách. Zelená barva vyjadřuje jarní měsíce, žlutá letní měsíce, oranžová podzimní měsíce a modrá zimní měsíce.

#### 4.3.2 Poklesy minimální teploty vzduchu

Největší jednodenní pokles minimální denní teploty vzduchu ( $D_{min1}$ ) za pozorované období nastal 31. 12. 1978 a jeho hodnota je 17,8 °C. Všechny 10 největších  $D_{min1}$  se vyskytuje v zimních měsících, a to konkrétně v prosinci (6 událostí), v lednu (2 události) a v únoru (2 události) viz obrázek 9. Hodnota 10. největšího poklesu je 11 °C a vztahuje se k datu 20. 2. 1986.

Dvoudenní poklesy minimální denní teploty vzduchu ( $D_{min2}$ ) jsou velmi podobné událostem  $D_{min1}$ , vyskytují se však převážně v lednu (6 událostí). V prosinci jsou na rozdíl od  $D_{min1}$  zjištěny pouze tři události a v únoru pouze jedna. Nejvýraznější rozdíl od jednodenních poklesů však lze vnímat na příkladu ochlazení k datu 1. 1. 1979. Hodnota  $D_{min2}$  je 25,5 °C, čímž se výrazně odchyluje od zbytku rozdělení.

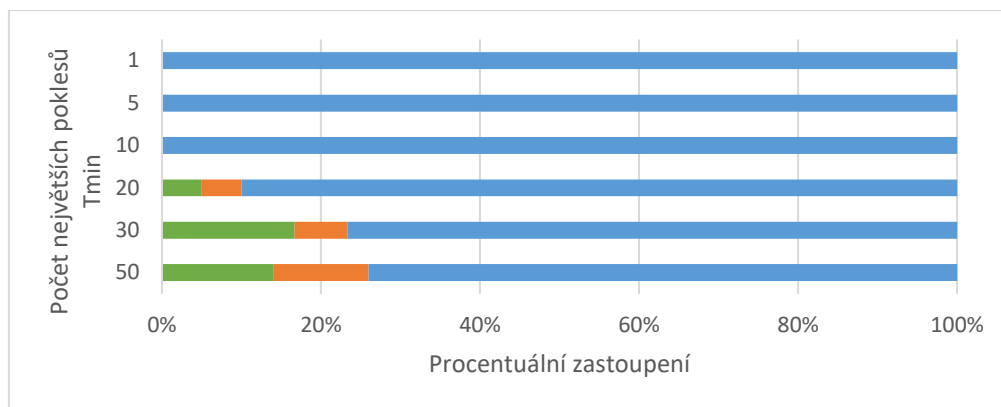
Třídenní poklesy minimální denní teploty vzduchu ( $D_{min3}$ ) jsou až na jednu událost (3. 3. 1987 s hodnotou poklesu 16,2 °C, což je také v pořadí desátý největší  $D_{min3}$ ) rozmístěny do měsíců prosince (4 události) a ledna (5 událostí). Výrazně dominantní je zde opět událost náležící k datu 1. 1. 1979.



Obr. 9: Sezonalita deseti největších jednodenních (žlutá), dvoudenních (zelená) a třídních (modrá) poklesů  $T_{min}$ . Vzdálenost od středu grafu vykazuje hodnotu poklesu ve °C.

Jednodenní pokles minimální denní teploty vzduchu přesáhl hranici 10 °C za sledované období celkem v 17 případech. Z toho se 16 událostí vyskytlo v zimních měsících. V jarních měsících se  $D_{min1}$  přesahující hodnotu 10 °C vyskytl pouze jednou, a to 19. 3. 2005 o 10,9 °C. V podzimních, ani v letních měsících se  $D_{min1}$  o více než 10 °C za sledované období nevyskytl.

Z obrázku 10 kde je znázorněno procentuální zastoupení největších  $D_{min1}$  v jednotlivých sezónách vyplývá, že největší  $D_{min1}$  jsou charakteristické především pro zimní měsíce. Pokud uvažujeme vyšší počet událostí, výrazné  $D_{min1}$  se poskovnu vyskytují i na jaře a na podzim. Mezi padesáti největšími  $D_{min1}$  se nevyskytuje ani jedna událost v letních měsících. První taková byla zjištěna dne 10. 8. 1998, a s její hodnotou 8,4 °C se jedná o 57. největší  $D_{min1}$  v celkovém pořadí.



Obr. 10: Procentuální zastoupení největších  $D_{min1}$  v jednotlivých sezónách. Zelená barva vyjadřuje jarní měsíce, žlutá letní měsíce, oranžová podzimní měsíce a modrá zimní měsíce.

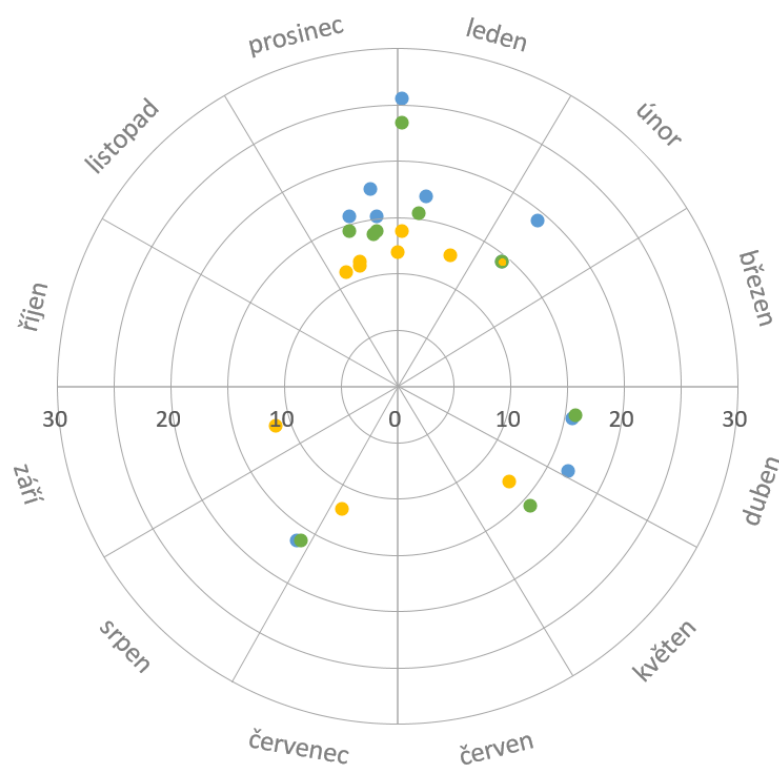
### 4.3.3 Poklesy průměrné teploty vzduchu

Mezi deseti největšími jednodenními poklesy průměrné denní teploty vzduchu ( $D_{mean1}$ ) se celkem 4 vyskytly v prosinci a 2 v lednu. Jedenkrát se  $D_{mean1}$  vyskytl v únoru, květnu, červenci a září. Největší pokles byl zjištěn dne 9. 2. 1956 a jeho hodnota je 14,4 °C. Hodnota desátého největšího  $D_{mean1}$  je 11,2 °C a vztahuje se k datu 13. 12. 2001, viz obrázek 11.

Největší dvoudenní pokles průměrné denní teploty vzduchu ( $D_{mean2}$ ) nastal dne 1. 1. 1979, s hodnotou 23,4 °C. Sezonalita  $D_{mean2}$  je takřka totožná se sezonalitou  $D_{mean1}$ . Místo v červenci a v září se však jednotlivé události poklesů objevily v dubnu a srpnu. Výrazně se zde však odlišuje pokles vztahující se k 1. 1. 1979. Hodnota tohoto poklesu je 23,4 °C, tím pádem se značně odchyluje od zbylých hodnot. Druhý největší  $D_{mean2}$  nastal 3. 8. 1983 a vykazuje hodnotu 16,2 °C. Desátá největší hodnota  $D_{mean2}$  je 13,7 °C a náleží k datu 21. 12. 1996.

Třídenní poklesy průměrné denní teploty vzduchu ( $D_{mean3}$ ) nevykazují od  $D_{mean1}$  ani od  $D_{mean2}$  zásadní změny. Celkem dvě události se vyskytly v dubnu, jedna v srpnu a jedna v únoru. Zbytek je rozmístěn do prosince a ledna (v obou případech 3 události). Největší  $D_{mean3}$  vykazuje hodnotu 25,7 °C, která je opět výrazně odlehlá od ostatních hodnot a opět náleží k datu 1. 1. 1979. Desátá největší hodnota  $D_{mean3}$  je 15,3 °C a vztahuje se k datu 24. 12. 2003.

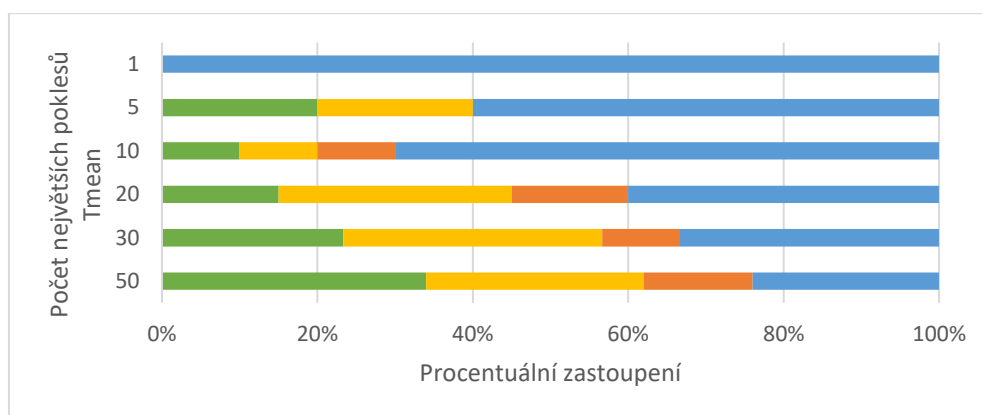
Na den 9. 2. 1956 náleží  $D_{mean1}$  i  $D_{mean2}$  se stejnou hodnotou (14,4 °C), jelikož 7. a 8. 2. 1956 byla vypočítána stejná průměrná teplota vzduchu. V obrázku 11 tím pádem událost  $D_{mean1}$  překrývá událost  $D_{mean2}$ . Z toho důvodu je událost jednodenního poklesu vykreslena menším bodem, aby byla událost dvoudenního poklesu patrná.



Obr. 11: Sezonality deseti největších jednodenních (žlutá), dvoudenních (zelená) a třídních (modrá) poklesů  $T_{mean}$ . Vzdálenost od středu grafu vykazuje hodnotu poklesu ve °C.

Jednodenní pokles průměrné denní teploty vzduchu přesáhl hranici 10 °C za sledované období celkem v 25 případech. Z toho se 9 událostí vyskytlo v létě, 8 v zimě, 5 na jaře a 3 na podzim.

Z obrázku 12 můžeme pozorovat, že výskyt  $D_{mean1}$  je u nejsilnějších událostí typický především pro zimní období. Pokud však uvažujeme více poklesových událostí, procentuální zastoupení se pozvolna mění a rozložení  $D_{mean1}$  získává v jednotlivých sezónách vyrovnanější charakter s výjimkou podzimních měsíců, které jsou pro  $D_{mean1}$  méně obvyklé.

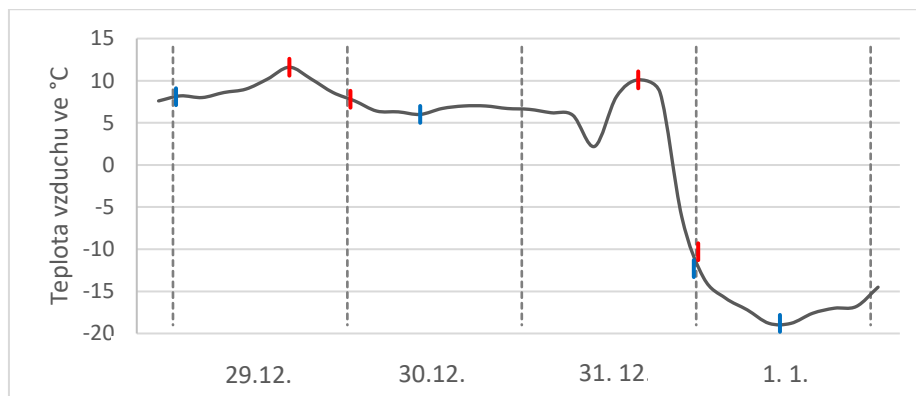


Obr. 12: Procentuální zastoupení největších Dmean1 v jednotlivých sezónách. Zelená barva vyjadřuje jarní měsíce, žlutá letní měsíce, oranžová podzimní měsíce a modrá zimní měsíce.

#### 4.3.4 Porovnání různých druhů poklesů

Různé charakteristiky teploty vzduchu se během ochlazování projevují odlišně. Zásadní rozdíl nastává, pokud dojde k výraznému ochlazení v zimních měsících během odpoledne. V letních měsících v mírných zeměpisných šířkách pozorujeme výskyt T<sub>min</sub> zpravidla těsně před východem slunce. V zimních měsících tomu tak být ale nemusí. Pokud se v průběhu dne v zimních měsících výrazně ochladí, je naměřená teplota vzduchu po ochlazení často nižší než teplota vzduchu naměřená ráno. Je to způsobeno především nižší průměrnou denní amplitudou teploty vzduchu, která je pro zimní měsíce typická, a značnou rozkolísaností průběhu denní teploty. Pokud je T<sub>min</sub> naměřena až v pozdních odpoledních hodinách, je velmi pravděpodobné, že ochlazení hodnotu T<sub>max</sub> nijak neovlivnilo. T<sub>max</sub> jsou v zimních měsících navíc vlivem kratšího dne většinou naměřeny dříve než v letních, především pokud se v místě měření vyskytuje sněhová pokrývka. Pokud se tedy v odpoledních hodinách ochladí tak, že pokles teploty vzduchu ovlivní pouze minimální, nikoli maximální denní teplotu vzduchu, je mezidenní pokles T<sub>max</sub> ve vztahu k T<sub>min</sub> o den opožděn. T<sub>min</sub> však musí být naměřena do 21 hodin daného dne, jelikož pozdější měření již přísluší následnému dni (viz kapitola 2.1.2). Tento jev lze ilustrovat na příkladu prudkého ochlazení z 31. 12. 1978 na 1. 1. 1979, viz obrázek 13. Studená fronta, která ochlazení způsobila, přešla dne 31. 12. 1978 přes území Prahy až v odpoledních hodinách, tudíž T<sub>max</sub> ovlivněna nebyla a v porovnání s předchozím dnem naopak o 2,3 °C vzrostla. T<sub>min</sub>, která byla naměřena vlivem studené

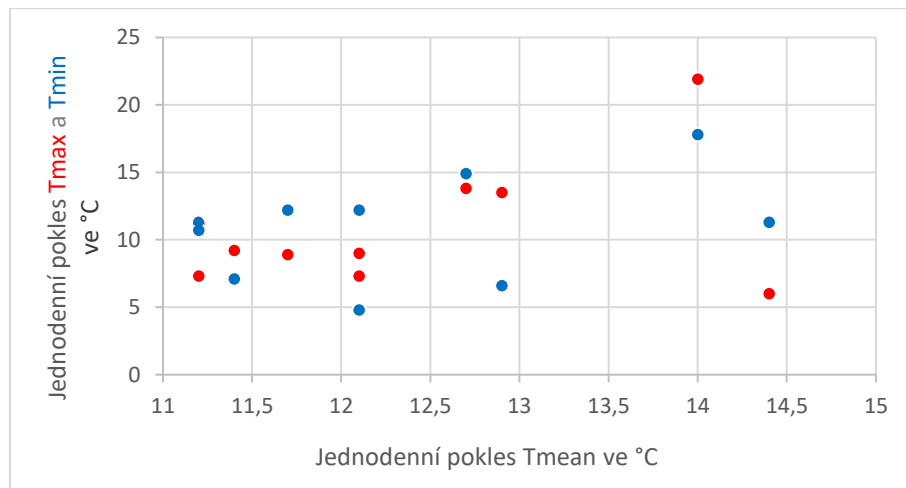
fronty odpoledne tím pádem vykazovala od  $T_{min}$  naměřené předchozího dne rozdíl  $17,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Pokles  $T_{max}$  se projevil až o den později, tedy 1. 1. 1979 s hodnotou  $21,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Maximální denní teplota vzduchu náležící ke dni 1. 1. 1979 byla podle obrázku 13 naměřena 31. 12. 1978 ve 21 hodin. Pokud by byla uvažována až teplota po půlnoci, pokles  $T_{max}$  by byl ještě větší. Stejný případ nastal i 30. 12. 1978.



*Obr. 13: Průběh teploty vzduchu během přechodu fronty století. Plná čára značí průběh teploty vzduchu, přerušované linie intervaly od 21 do 21 hodin, modré značky minimální denní teplotu vzduchu a červené značky maximální denní teplotu vzduchu.*

V obrázku 14 je na ose x zobrazena hodnota deseti největších jednodenních poklesů průměrné denní teploty vzduchu. Na ose y je znázorněno, o kolik  $^{\circ}\text{C}$  při události poklesu  $T_{mean}$  poklesla  $T_{max}$  a  $T_{min}$ . Výskyt efektu posunu poklesu teploty vzduchu, který je vysvětlen výše, je eliminován tím, že jsou v grafu k jednotlivým událostem poklesů  $T_{mean}$  přiřazeny největší události poklesů  $T_{max}$  a  $T_{min}$ , které nastaly buď den před poklesem, v den poklesu, nebo den po poklesu  $T_{mean}$ . Pokud uvažujeme například druhý největší pokles  $T_{mean}$ , tedy hodnotu  $14,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , která náleží ke dni 1. 1. 1979, je k ní jako  $T_{min}$  přiřazena hodnota  $17,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , která ale nastala o den dříve, tedy 31. 12. 1978. Tím pádem jsou porovnávány pouze největší poklesy jednotlivých charakteristik teploty vzduchu, které nastaly vlivem stejné meteorologické události.

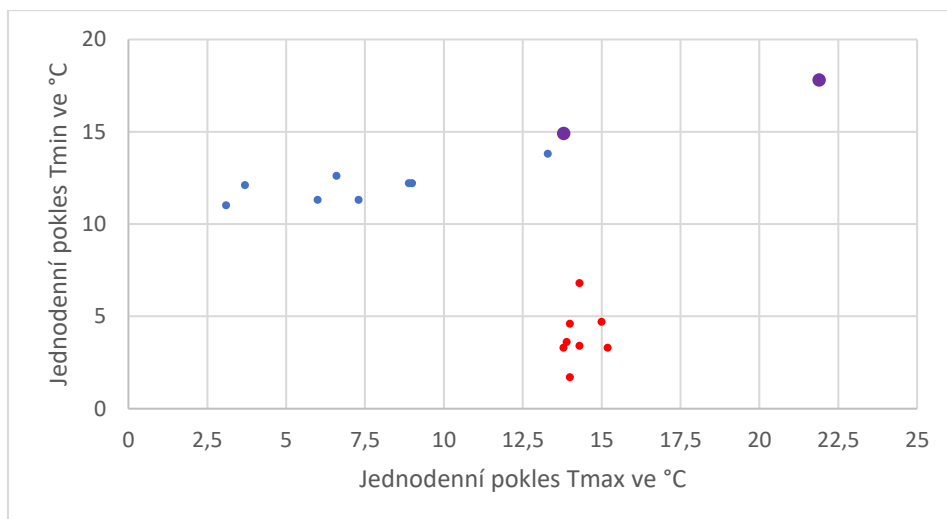




Obr. 14: Hodnota jednodenních poklesů Tmax a Tmin během 10 událostí největších jednodenních poklesů Tmean.

Z obrázku 14 je patrné, že čím je jednodenní pokles Tmean vyšší, tím je i rozdíl mezi poklesem Tmax a Tmin za danou událost v průměru větší. Zároveň nelze jasně konstatovat, zda je při jednotlivých událostech poklesu Tmean vyšší pokles Tmax nebo Tmin. U prvních deseti největších poklesů Tmean je zjištěno pět případů vyšší hodnoty Tmax než Tmin, u zbylých pěti případů je tomu naopak.

V obrázku 15 je zaneseno deset největších jednodenních poklesů Tmax, ke kterým jsou přiřazeny hodnoty jednodenních poklesů Tmin během stejné události, a naopak. Výskyt efektu posunu poklesu teploty vzduchu je opět eliminován metodou popsanou výše. Celkem se v obrázku objevuje 18 událostí, jelikož události projevené v deseti největších poklesech obou charakteristik teploty vzduchu byly zjištěny pouze dvě. Z obrázku 15 tedy lze usuzovat, že výrazné poklesy teploty vzduchu se v jednotlivých charakteristikách teploty vzduchu projevují rozdílně.



Obr. 15: Korelace největších poklesů Tmax a Tmin. Události největších poklesů Tmax jsou vyznačeny červeně, události největších poklesů Tmin modře. Události projevené v 10 největších poklesech obou charakteristik teploty vzduchu fialově.

#### 4.3.5 Vztah k přechodům front

Pokud uvažujeme jednodenní poklesy teplot vzduchu, většina z nich se váže k přechodům studených front zjištěných z databáze ČHMÚ „Přechody front přes Prahu“. Datum, kdy snížení jednotlivých charakteristik teploty vzduchu nastane, je přímo závislé na čase přechodu fronty. Pokud je studená fronta zaznamenána v brzkých ranních hodinách, ve většině případů je ovlivněna Tmax, Tmin a Tmean v ten samý den. Datum vztahující se k poklesu všech tří charakteristik teploty vzduchu je tedy totožné s datem přechodu fronty. V letních měsících často nastává situace, kdy se přechod fronty v databázi ČHMÚ vztahuje k poklesu jednotlivých charakteristik teploty vzduchu, které však nastaly až druhý den po přechodu fronty. Tento jev nastává, pokud fronta přechází v odpoledních hodinách v době, kdy je již Tmax naměřena a teplota vzduchu začíná vlivem vyzařování zemského povrchu klesat. Tmax a Tmin tím pádem v den přechodu fronty není ovlivněna. V tomto případě ale může být ovlivněna Tmean, pokud přechod fronty sníží teplotu vzduchu ve 21 hodin, ze které se Tmean počítá (s dvojnásobnou vahou). V zimním období je při přechodu výrazné studené fronty v odpoledních hodinách často naměřena Tmin již odpoledne stejného dne a vztahuje se tak k datu o den dříve než pokles Tmax, viz kapitola 4.3.4.

Některým poklesům teploty vzduchu předchází i fronta okluzní. Jako příklad lze uvést ochlazení na den 9. 2. 1956, kdy  $T_{\text{mean}}$  poklesla o 14,4 °C. Některé poklesy teplot vzduch jsou posílené tím, že studené frontě, která ochlazení způsobila, předcházela fronta teplá. Jednotlivé charakteristiky teploty vzduchu tak nabyly vyšší hodnoty, o kterou byl následný pokles výraznější. Tento jev se vyskytuje především v zimních měsících. Příkladem může být den 31. 12. 1978, kdy  $T_{\text{max}}$  vlivem teplé fronty, která přešla v 7 hodin ráno, vzrostla oproti předešlému dni o 2,3 °C. Pokles  $T_{\text{max}}$ , který se vztahuje k 1. 1. 1979, může být částečně umocněn i vlivem této teplé fronty. Pokles  $T_{\text{mean}}$  ve dnech 12. 5. 2012 a 13. 12. 2001 o 12,9 °C a 11,2 °C je vyvolán přechodem dvou po sobě navazujících studených front v časovém horizontu 6 hodin. Toto by mohl být příklad přechodu podružné studené fronty. Tabulka 1 vyjadřuje počet studených, teplých a okluzních front, které byly zaznamenány v den poklesu a den před poklesem jednotlivých charakteristik teploty vzduchu. Uvažováno je deset největších. Teplé fronty se během událostí poklesů nikdy nevyskytly samostatně, vždy po nich následovala fronta studená. Průběh přechodů front v den poklesu a den před poklesem a deset největších poklesů  $T_{\text{mean}}$ ,  $T_{\text{max}}$  a  $T_{\text{min}}$  jsou znázorněny v příloze 1.

*Tab. 1: Počet atmosférických front souvisejících s poklesem teploty vzduchu.*

	$D_{\text{max1}}$	$D_{\text{min1}}$	$D_{\text{mean1}}$
<b>Studená</b>	15	10	16
<b>Teplá</b>	3	3	3
<b>Okluzní</b>	0	2	3

## 5 Analýza výsledků a jejich diskuse

Mezidenní proměnlivost teploty vzduchu lze zkoumat různými způsoby. Mezi ně patří jednodenní rozdíl v maximální, minimální, průměrné teplotě vzduchu, nebo rozdíl mezi teplotou vzduchu naměřenou za fixní čas v průběhu dne. Zatímco jsou minimální teploty citlivé především na radiační ochlazování a výskyt oblačnosti během noci, rozdíly v maximálních teplotách podle Landsberga (1966) lépe charakterizují střídání různých vzduchových hmot. Uvažování mezidenní změny teploty vzduchu na základě teploty vzduchu naměřené za fixní čas má výhodu v tom, že charakterizuje pokles teploty za celých 24 hodin. Ve výsledku se však neprojevují náhlé výkyvy teplot vzduchu, které jsou pro charakterizování prudkých změn teploty vzduchu zásadní. Přesto však existují publikace, které uvažují mezidenní změnu teploty vzduchu zjištěnou z těchto dat, například (Karapiperis, 1952). V odborné literatuře se interdiurní změna teploty vzduchu nejčastěji zjišťuje na základě maximální a minimální teploty vzduchu (Tam, Gough, 2012; Rosenthal, 1960). Nejvíce publikací se však zabývá mezidenní změnou teploty vzduchu v souvislosti s dlouhodobou změnou klimatu (Kim et al., 2013). Naopak publikace, které by se zabývaly přímo poklesy teplot vzduchu z dlouhodobého hlediska, takřka nejsou dostupné.

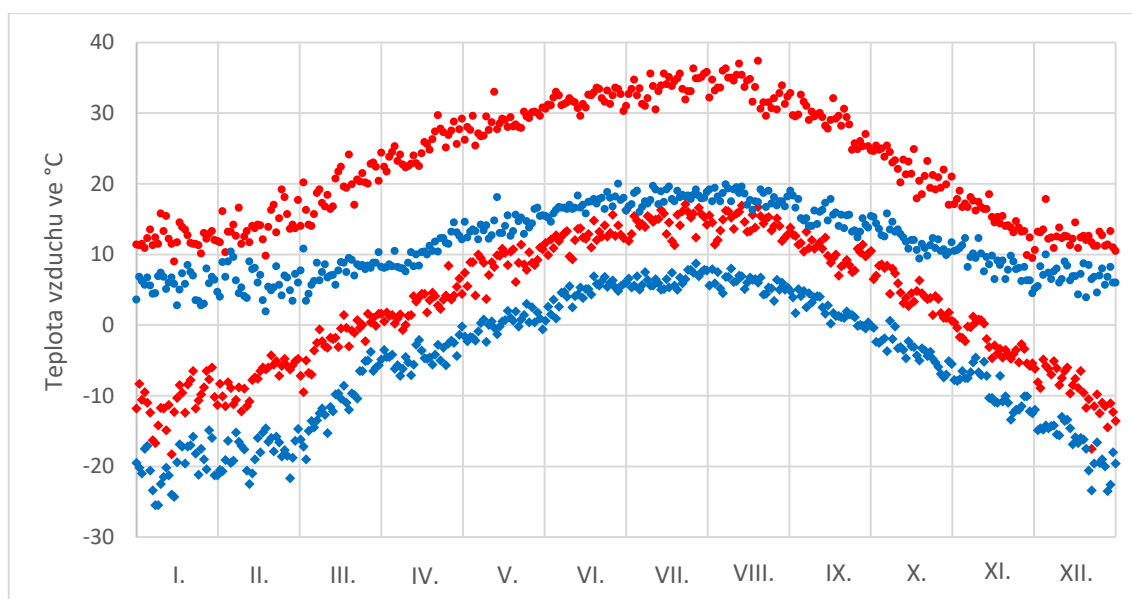
Jednotlivé charakteristiky teploty vzduchu vykazují v mezidenních rozdílech výrazné odlišnosti. Výsledky jednoznačně prokazují, že největší poklesy  $T_{max}$  se vyskytují v letním období. Je to nejspíše tím, že denní amplituda teploty vzduchu je v teplejší části roku větší a  $T_{max}$  mají podle Landsberga (1966) větší tendenci kolísat, jelikož jsou vázány především na přechody frontálního rozhraní. Pokud se navíc jedná o studenou frontu, která je podle Kopáčka a Bednáře (2005) v letních měsících výraznější než v zimních, lze předpokládat, že poklesy teploty vzduchu budou přes den výraznější v létě. V letních měsících se navíc častěji vyskytují studené fronty 2. druhu, které vykazují rychlejší postup, než fronty 1. druhu a většinou tak způsobují prudší ochlazení (Chromov, 1968). Snížený výskyt výrazných poklesů  $T_{max}$  v podzimních a zimních měsících lze vysvětlit i maskováním studené fronty. V oblastech, kde je pevninský vzduch silně prochlazený a vznikají tak inverze teploty vzduchu, může příchodí studená

fronta po promíchání přízemní vrstvy atmosféry teplotu vzduchu zvýšit (Kopáček, Bednář, 2005).

Při porovnání sezonality jednodenních, dvoudenních a třídních poklesů  $T_{\max}$ , lze dospět k závěru, že delší poklesy se vyskytují spíše na jaře a na začátku podzimu. Tento rozdílný výskyt lze vysvětlit na základě jednoduché úvahy. V letních měsících totiž studený vzduch kvůli výrazně prohřátému povrchu a vysoké insolanci přes den není schopen zachovat svou nižší teplotu, a přechodné ochlazení je tak v následujících dnech rychle vyrovnáno. Naopak v přechodných ročních obdobích, kdy má podnebí spíše chladnější charakter, se studený vzduch prohřívá pomaleji a lze tedy pozorovat dlouhodobější snížení teploty vzduchu.

Poklesy  $T_{\max}$  vznikající vlivem některé ze singularit popisovaných v kapitole 3.2.1. se ve výsledcích projeví jen nepatrně. Dvoudenní pokles  $T_{\max}$  dne 13. 5. 2012 o  $20,7^{\circ}\text{C}$  lze přisuzovat tzv. ledovým mužům. Na poklesu dne 1. 1. 1979 se výrazně podílela i tzv. vánoční obleva, díky které teploty po přechodu studené fronty poklesly výrazněji. K tzv. medardovskému počasí lze přiřadit celkem dva jednodenní poklesy  $T_{\max}$  i přes to, že podle Radové (2017) prudké poklesy teplot vlivem medardovského počasí zpravidla nevznikají. Jde o poklesy  $T_{\max}$  dne 8. 6. 1998 o  $14,3^{\circ}\text{C}$  a 12. 6. 1957 o  $13,9^{\circ}\text{C}$ .

Nejvýraznější mezidenní poklesy  $T_{\min}$  vznikají naopak v zimních měsících. To lze potvrdit i na základě obrázku 16, kde jsou v zimních dnech rozdíly mezi nevyšší a nejnižší dosaženou  $T_{\min}$  bezesporu nejvýraznější. V letních měsících jsou tyto rozdíly výrazně menší, což vysvětluje absenci prudkých poklesů v tomto období. Takto výrazná rozdílnost v jednotlivých sezónách je způsobená především tím, že  $T_{\min}$  je v letních měsících naměřena nejčastěji v ranních hodinách, a tím pádem je podle Landsberga (1966) vázána především na radiační ochlazování, které výrazné mezidenní výkyvy teploty vzduchu zpravidla netvoří. Na rozdíl od letních měsíců lze  $T_{\min}$  v chladnější části roku naměřit takřka v jakémkoli čase, jelikož amplituda teploty vzduchu může být v zimních měsících sotva pár  $^{\circ}\text{C}$  (Ostrožlík 2011), a poklesy teplot vzduchu v zimě vyvolané studenou advekcí mohou během jedné hodiny snížit teplotu vzduchu až o  $10^{\circ}\text{C}$  (Chromov, 1968). Absolutní amplitudy  $T_{\max}$  se na rozdíl od  $T_{\min}$  pohybují po celý rok okolo  $20^{\circ}\text{C}$ .



*Obr. 16: Nejvyšší a nejnižší naměřená Tmax a Tmin během jednotlivých kalendářních dní v roce na stanici Praha-Ruzyně za období od 1. 1. 1961 do 31. 12. 2016. Tmax je vyznačena červeně, Tmin modře, nejvyšší hodnoty kroužkem, nejnižší hodnoty čtvercem.*

Jednodenní, dvoudenní i třídní poklesy Tmin se od sebe výrazně neliší. Lze však pozorovat, že vícedenní poklesy Tmin jsou na rozdíl od vícedenních poklesů Tmax častěji vázány na jednodenní poklesové události a ve většině případů se pozvolna od jednodenních událostí zvyšují. To je způsobené tím, že vpád arktického studeného vzduchu do mírných šířek, který poklesy teplot vzduchu způsobuje, bývá sice rychlý, ale vyrovnaný a postupný (Moran, Morgan, 1989). Od ostatních poklesových událostí se však svou hodnotou výrazně odlišuje dvoudenní a třídní pokles vztahující se k 1. 1. 1979. Svou odlehlou hodnotou jasně ilustruje výraznost poklesové události, která byla mimo jiné způsobena advekcí silně prochlazeného arktického vzduchu, který nad střední Evropu přiváděla mohutná tlaková níže nacházející se nad severovýchodní částí Evropy (Psika, 2005).

Poklesy Tmean nesou charakteristiky sezonality poklesů Tmax a Tmin. Přesto se však většina největších poklesů nachází spíše v zimních měsících, tedy v období, které je typické výraznějšími poklesy Tmin. To může být způsobeno metodou výpočtu průměrných denních teplot vzduchu. Pro výpočet jsou využívány termíny mannheimských hodin, tedy termíny v 7, 14 a 21 hodin. Teplota naměřená v 7 hodin se

může poměrně dobře blížit hodnotě  $T_{min}$ . Hodnoty  $T_{max}$  se však ve vypočítané průměrné teplotě vzduchu tak dobře projevit nemusí. Výsledná hodnota  $T_{mean}$  je tím pádem zkreslená. Pokud teplota vzduchu během dne nevykazuje pozvolný průběh a její hodnota značně kolísá, výpočtem průměrné denní teploty z termínů mannheimských hodin podle vzorce (3) získáme méně přesný výsledek (Litschmann, Brotan, 1996). To lze pozorovat i v obrázku 14, kde je zaznamenán pokles  $T_{mean}$  o 14,4 °C, zatímco  $T_{min}$  klesla o 11,3 °C a  $T_{max}$  pouze o 6 °C. Z toho vyplývá, že analyzovat mezidenní změny teploty vzduchu pouze na základě průměrných teplot je spíše nevhodné.

Při porovnávání jednotlivých charakteristik poklesů na základě hranice 10 °C vychází jasně najevo, že poklesy  $T_{max}$  vykazují nejvyšší hodnoty. Celkový počet poklesů  $T_{max}$  nad hranicí 10 °C je výrazně vyšší než u poklesů  $T_{min}$ . Z tohoto důvodu se stanovení shodné hranice pro obě charakteristiky teploty vzduchu jeví jako nevhodné. Hranice extrémnosti poklesů navíc nelze uvažovat globálně, jelikož proměnlivost jednotlivých charakteristik teploty vzduchu je závislá na konkrétních geografických podmínkách, stejně tak jako na ročním období (Radinović, Ćurić, 2014).

Při subjektivním porovnání poklesů jednotlivých charakteristik teploty vzduchu lze dojít k závěru, že na prudkých poklesech teploty vzduchu se nejčastěji podílí studená fronta. Můžeme však pozorovat i výrazné poklesy teplot vzduchu (např. dne 20. 2. 1986), které přechodem fronty způsobeny nebyly. Podle Kopáčka a Bednáře (2005) je příčinou vzniku poklesu teploty vzduchu, který není vázán na přechod atmosférické fronty, buď advekce studeného vzduchu nebo náhlé vyjasnění.

## 6 Závěr

Z výsledků praktické části práce lze usuzovat, že sezonalita poklesů jednotlivých charakteristik teploty vzduchu je značně rozdílná. Zatímco největší poklesy minimálních denních teplot vzduchu se na stanici Praha-Ruzyně vyskytují výhradně v zimním období, největší poklesy maximální denní teploty vzduchu můžeme pozorovat spíše v teplé části roku. Vzhledem k dlouhé datové řadě, se kterou bylo pracováno, lze tyto výsledky považovat za vcelku reprezentativní. Za méně spolehlivé výsledky lze považovat hodnoty poklesů průměrné denní teploty, jelikož jejich výpočet z termínů mannheimských hodin je pro dny s náhlými změnami teploty vzduchu spíše nevhodný. Potenciální výskyt dalších chyb, které byly v databázi nalezeny, je možný, ale na výsledcích by se nejspíš zásadně neprojevil, jelikož ostatní hodnoty, se kterými je pracováno, již výrazné odchýlení od průběhu teploty nevykazují.

I když se stanice Praha-Ruzyně nachází v relativně rovinaté oblasti, kde by vliv různých faktorů ovlivňujících teplotu vzduchu neměl být příliš výrazný, na základě poznatků z rešeršní části práce nelze výsledky uvažovat globálně. Pro lepší ilustraci sezonality a chování poklesů jednotlivých charakteristik teploty vzduchu by bylo vhodné metodu z praktické části aplikovat na více meteorologických stanic s rozdílnými fyzicko-geografickými podmínkami, uvažovat jednotlivé události s ohledem na synoptickou situaci a provést detailnější analýzu extrémů z hlediska časového průběhu ochlazení. Pro zhodnocení poklesů teploty vzduchu v souvislosti s jejich nebezpečností by bylo vhodné uvažovat i vazbu na jiné druhy přírodních ohrožení, jako je vítr nebo srážky, a zhodnotit míru škod jednotlivých událostí, případně uvažovat i plošný rozsah poklesů teploty vzduchu v rámci střední Evropy.



## Seznam zdrojů:

ARMSTRONG, T. (2013): Superstorm of 1993 „Storm of the Century“, National Weather Service, dostupné z: <http://www.weather.gov/ilm/Superstorm93> [cit. 14. 6. 2017].

BROWNING, K. A., ROBERTS, N. M. (1996): Variation of frontal and precipitation structure along a cold front. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 122, 1845–1872.

ČHMÚ (2017): Český hydrometeorologický ústav, dostupné z: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data> [cit. 1. 7. 2017].

DAI, A., TRENBERTH, K. E., KARL, T. R. (1999): Effects of Clouds, Soil Moisture, Precipitation, and Water Vapor on Diurnal Temperature Range. Journal of Climate, 12, 2451–2473.

DEGAETANO, A. T., KNAPP, W. W. (1993): Standardization of weekly growing degree day accumulations based on differences in temperature observation time and method. Agricultural and Forest Meteorology, 1, 66, 1–19.

DRTINA, T., MOKŘÍŠOVÁ, M. (1987): Příspěvek ke studiu zimních teplot na území Prahy. Sborník ČGS, 4, 1987, 263–271.

DVOŘÁK, P. (2012): Jak vznikají velké mrazy, Infomet - Informační web ČHMÚ, dostupné z: <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1327929546> [cit. 14. 6. 2017].

GEERTS, B. (2002): Do clouds warm or cool the climate?, dostupné z: <http://www-das.uwyo.edu/~geerts/cwx/notes/chap09/rossow.html> [cit. 6. 6. 2017].

GRAHAM, S. (1999): Clouds & Radiation Fact Sheet : Feature Articles, dostupné z: <https://earthobservatory.nasa.gov/Features/Clouds/> [cit. 6. 6. 2017].

GRUZA, G. V. (2009): Environmental Structure And Function: Climate System - Volume I. EOLSS Publications.

HABY, J. (nedatováno): UNDERSTANDING LATENT HEAT, The weather prediction, dostupné z: <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/19/> [cit. 7. 6. 2017].

HANZLÍK, S. (1947): Základy meteorologie a klimatologie. Česká grafická unie, Praha.

HEAPE, R., HIRSCHI, J., SINHA, B. (2013): Asymmetric response of European pressure and temperature anomalies to NAO positive and NAO negative winters. Weather, 3, 68, 73–80.

CHROMOV, P. (1968): Meteorológia a klimatológia. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava.

JANÁČEK, A. (2009): Radiační štít pro snímač venkovní teploty. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství. Bakalářská práce.

JŮZA, P. (2010): Mrazové kotliny a mrazy v létě, Infomet - Informační web ČHMÚ, dostupné z: <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1283981657> [cit. 14. 6. 2017].

JŮZA, P. (2011): V kolik hodin se měří maximální a minimální teploty, Infomet - Informační web ČHMÚ, dostupné z: <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1303000400> [cit. 5. 6. 2017].

KAKOS, V. (1979): Teplotní charakteristika zimy 1978/79. VTEI, 5, 21, 167–172.

KARAPIPERIS, P. P. (1952): Interdiurnal variability of temperature at Blue Hill, Mass. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, 1, 4, 57–64.

KIM, O.-Y., WANG, B., SHIN, S.-H. (2013): How do weather characteristics change in a warming climate? Climate Dynamics, 11–12, 41, 3261–3281.

KOBZOVÁ, E. (1998): Počasí, knížka pro každého. Olomouc.

KOCIN, P. J., SCHUMACHER, P. N., MORALES, R. F., UCCELLINI, L. W. (1995): Overview of the 12–14 March 1993 Superstorm. Bulletin of the American Meteorological Society, 2, 76, 165–182.

KOPÁČEK, J., BEDNÁŘ, J. (2005): Jak vzniká počasí. Univerzita Karlova, Praha.

KRŠKA, K., ŠAMAJ, F. (2001): Dějiny meteorologie. Univerzita Karlova.

LANDSBERG, H. E. (1966): Interdiurnal Variability of Pressure and Temperature in the Conterminous United States. U.S. Government Printing Office.

LITSCHMANN, T., BROTON, J. (1996): Vliv různých způsobů stanovení denní průměrné teploty vzduchu na hodnotu teplotní sumy.

LONG, Z., PERRIE, W., GYAKUM, J., CAYA, D., LAPRISE, R. (2007): Northern Lake Impacts on Local Seasonal Climate. Journal of Hydrometeorology, 4, 8, 881–896.

Mapy.cz (2017): Mapový portál, dostupné z: <https://mapy.cz/> [cit. 1. 7. 2017].

MEARNS, L. O., ROSENZWEIG, C., GOLDBERG, R. (1996): The effect of changes in daily and interannual climatic variability on CERES-Wheat: A sensitivity study. Climatic Change, 3, 32, 257–292.

Meteorologický slovník (2017): Meteorologický slovník výkladový a terminologický ČMeS, dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/> [cit. 1. 7. 2017].

MORAN, J. M., MORGAN, M. D. (1989): Meteorology: The Atmosphere and the Science of Weather. Macmillan Coll Div, New York : Toronto.

- OSTROŽLÍK, T. (2011): Denní amplituda teploty, Infomet - Informační web ČHMÚ, dostupné z: <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1299999543> [cit. 25. 6. 2017].
- PSIKA, T. (2005): Masivní ochlazení na Silvestra 1978 - 79, dostupné z: <http://www.psika.cz/meteorologie/extremni-pocasi/masivni-ochlazení-na-silvestra-1978-79> [cit. 25. 6. 2017].
- RADINOVIĆ, D., ĆURIĆ, M. (2014): Measuring scales for daily temperature extremes, precipitation and wind velocity. *Meteorological Applications*, 3, 21, 461–465.
- RADOVÁ, M. (2006): Singularity v ročním chodu klimatických prvků, jejich dlouhodobé změny a souvislost s atmosférickou cirkulací. Diplomová práce, Univerzita Karlova.
- REEVES, H. D., LACKMANN, G. M. (2004): An Investigation of the Influence of Latent Heat Release on Cold-Frontal Motion. *Monthly Weather Review*, 12, 132, 2864–2881.
- ROSENTHAL, S. L. (1960): The interdiurnal variability of surface-air temperature over the north atlantic ocean. *Journal of Meteorology*, 1, 17, 1–7.
- ŘEZÁČOVÁ, D., KAŠPAR, M., NOVÁK, P., SETVÁK, M. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha.
- SAUCIER, W. J. (2013): Principles of Meteorological Analysis. Courier Corporation.
- SEIFERT, V. (1987): Rozumíme počasí? Nakladatelství ARTIA, Praha.
- SCHMIDT, M. (1972): Meteorológia pre každého. Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava.
- Synopinfo (2010): Synopinfo - stránky z oblasti synoptické meteorologie, <http://synopinfo.wz.cz/fronty/statist/index.htm> [cit. 18. 6. 2017].
- ŠÍR, P. (2006): Mimořádné způsoby šíření v troposféře, dostupné z: <http://www.ok2kkw.com/rz1977/tropo1977.htm> [cit. 13. 6. 2017].
- TAM, B. Y., GOUGH, W. A. (2012): Examining past temperature variability in Moosonee, Thunder Bay, and Toronto, Ontario, Canada through a day-to-day variability framework. *Theoretical and Applied Climatology*, 1–2, 110, 103–113.
- TRIGO, R. M., OSBORN, T. J., CORTERREAL, J. M. (2002): The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, 1, 20, 9–17.
- VÁGNEROVÁ, M. (2014): Dopady na mikroklima, kvalitu ovzduší, ekosystémy vody a půdy v rámci hydrické rekultivace hnědouhelných lomů. Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, 46, 5–14.
- VICEDO-CABRERA, A. M., FORSBERG, B., TOBIAS, A., ZANOBETTI, A., SCHWARTZ, J., ARMSTRONG, B., GASPARRINI, A. (2016): Associations of Inter- and Intraday

Temperature Change With Mortality. *American Journal of Epidemiology*, 4, 183, 286–293.

VYSOUDIL, M. (2004): *Meteorologie a klimatologie*. Univerzita Palackého, Olomouc.

VYSOUDIL, M. (2009): Klasifikace místních klimatických efektů. *Geografický časopis*, 8, 61, 229–241.

World Weather Information Service (nedatováno): WWIS Database, dostupné z: <http://worldweather.wmo.int/en/home.html> [cit. 12. 6. 2017].

Základní dokumentace letiště Praha-Ruzyně (nedatováno): Hydrometeorologický ústav, Letecká meteorologická služba, Praha.

# Přílohy

## Přehled poklesů jednotlivých charakteristik teploty vzduchu

Pokles Tmean		Charakteristika fronty				
datum	hodnota °C	Datum	čas	typ	směr	intenzita
09.02.1956	14,4	08.02.1956	17	O	N	
01.01.1979	14	31.12.1978	7	T	SW	
			8	S	W	
			16	S	N	
12.05.2012	12,9	11.12.2012	21	S	NW	M
		12.12.2012	3	S	NW	M
22.01.2006	12,7	21.01.2006	0	S	W	M
			20	O	N	M
		22.01.2006	2	S	NE	S
26.07.1963	12,1	26.07.1963	2	S	W	
31.12.2002	12,1	30.12.2002	4	T	W	S
			7	S	W	M
			14	S	N	S
14.12.1946	11,7	Neexistující data				
13.09.1962	11,4	12.09.1962	17	S	W	
		13.09.1962	6	S	NW	
06.12.1961	11,2	05.12.1961	21	S	W	
13.12.2001	11,2	12.12.2001	2	T	N	M
			8	S	N	M
			18	S	NE	M
			3	S	NE	M
			9	S	NE	M

Pokles Tmax		Charakteristika fronty				
datum	hodnota °C	datum	čas	typ	směr	intenzita
01.01.1979	21,9	31.12.1978	7	T	SW	
			8	S	W	
			16	S	N	
13.08.1998	15,2	12.08.1998	18	S	W	M
		13.08.1998	18	S	W	M
23.07.1995	15	22.07.1995	13	S	W	S
10.04.1986	14,3	09.04.1986	17	S	S	M
		10.04.1986	17	S	N	M
08.06.1998	14,3	07.06.1998	12	S	SW	M
			19	S	W	M
21.05.1977	14	20.05.1977	0	T	S	
			14	S	NW	
22.05.1993	14	21.05.1993	5	S	SW	W
			14	S	SW	S
12.06.1957	13,9	11.06.1957	14	S	W	
23.01.2006	13,8	22.01.2006	2	S	NE	S
20.07.1983	13,8	20.07.1983	6	S	NW	

Pokles Tmin		Charakteristika fronty				
datum	hodnota °C	datum	čas	typ	směr	intenzita
31.12.1978	17,8	31.12.1978	7	T	SW	
			8	S	W	
			16	S	N	
22.01.2006	14,9	22.01.2006	2	S	NE	S
06.01.1982	13,8	06.01.1982	0	O	W	
			8	S	NW	
09.12.1991	12,6	08.12.1991	5	S	N	M
31.12.2002	12,2	30.12.2002	4	T	W	S
			7	S	W	M
			14	S	N	S
14.12.1946	12,2	neexistující data				
23.12.2001	12,1	23.12.2001	4	S	N	S
09.02.1956	11,3	08.02.1956	17	O	N	
13.12.2001	11,3	12.12.2001	2	T	N	M
			8	S	N	M
			18	S	NE	M
20.02.1986	11	20.				